

**Ciências**  
**ULisboa**

Estimação do campo tridimensional do vapor de água  
troposférico através de técnicas de tomografia por GNSS e  
InSAR

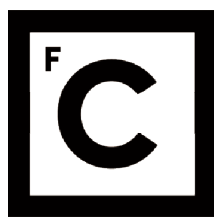
Doutoramento em Ciências Geofísicas e da Geoinformação  
Especialidade em Engenharia Geográfica

Pedro José Benevides

Tese orientada por:  
Doutor João Catalão  
Doutor Pedro Miranda

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor





**Ciências  
ULisboa**

Estimação do campo tridimensional do vapor de água  
troposférico através de técnicas de tomografia por GNSS e  
InSAR

Doutoramento em Ciências Geofísicas e da Geoinformação  
Especialidade em Engenharia Geográfica

Pedro José Benevides

Tese orientada por:  
Doutor João Catalão  
Doutor Pedro Miranda

Júri:

Presidente:

- Doutor Jorge Augusto Mendes de Maia Alves

Vogais:

- Doutor José Carlos Pinto Bastos Teixeira Silva
- Doutor Daniele Bortolli
- Doutor João Carlos da Costa Catalão Fernandes
- Doutor Carlos Alberto Leitão Pires
- Doutor Carlos Manuel Correia Antunes

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor

Fundação para a Ciência e Tecnologia no  
âmbito do projeto SFRH/80288/2011

2016









Este trabalho de doutoramento foi apoiado financeiramente pela Fundação para a Ciência e Tecnologia no âmbito dos projetos SFRH/80288/2011 (Bolsa de doutoramento), PTDC/CTE-ATM/119922/2010 (SMOG) e PTDC/CTE-SPA/117666/2010 (SBISCAM).



## Resumo

A avaliação do conteúdo do vapor de água atmosférico é uma tarefa crucial para o estudo da meteorologia. Presentemente o vapor de água não é observado pelos sensores meteorológicos com uma resolução espacial e temporal suficiente, revelando-se como uma das maiores fontes de erro na previsão dos modelos numéricos, particularmente em situações de ocorrência de fenómenos meteorológicos severos. O objetivo principal deste trabalho consistiu em desenvolver um sistema tomográfico baseado em dados GNSS (*Global Navigation Satellite System*), que permitisse estimar o campo 3D do vapor de água troposférico numa região, de forma a avaliar a sua elevada variabilidade espaço-temporal num referencial 4D (3D espaciais mais o tempo). As observações oblíquas que rastreiam continuamente a atmosfera a partir de um conjunto de estações GNSS no terreno permitem, através da discretização do espaço da troposfera numa grelha 3D, a formulação de um sistema de equações que relaciona a medida do atraso troposférico do sinal GNSS e o vapor de água em cada espaço da grelha. O problema inverso, proposto pela tomografia GNSS, é resolvido aplicando técnicas de mínimos quadrados com incorporação de constrangimentos espaço-temporais na estabilização do sistema, que são necessários devido à cobertura insuficiente da grelha 3D por parte das observações GNSS. É investigada a inclusão de diversas medições meteorológicas externas no sistema, como perfis de radiossondas, imagens de satélite processadas com a técnica da interferometria SAR e a inclusão de produtos provenientes de sensores multiespectrais como o MODIS (*Moderate-resolution imaging spectroradiometer*) ou o AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*). Os lançamentos de radiossondas fornecem informação sobre a distribuição vertical da humidade na troposfera, que é fundamental para resolver o sistema tomográfico, enquanto a aquisição de imagens de satélite introduz uma alta densidade espacial de informação, devido à elevada quantidade de píxeis fornecida numa só imagem.

A metodologia para realizar a tomografia GNSS foi desenvolvida de raiz e aplicada a um conjunto de estações existentes na região da Grande Lisboa, sendo um estudo pioneiro ao nível do país. Foram reunidas imagens InSAR, MODIS e AIRS localizadas sobre esta área, para realizar os constrangimentos espaço-temporais no sistema de equações. A aferição da qualidade dos resultados obtidos pela tomografia é realizada através de perfis radiossondagens e simulações da atmosfera determinadas através de simulações de modelos WRF (*Weather Research and Forecast*). É observado que a introdução de medições externas de humidade, para além de permitir preencher melhor o espaço da grelha tomográfica facilitando o processo de inversão do sistema de equações, permite obter uma solução 3D do vapor de água mais próxima da realidade.

Neste trabalho foram também efetuados alguns estudos não relacionados diretamente com a tomografia. Foi analisada uma série contínua de dados para avaliar a relação entre o comportamento do sinal meteorológico GNSS e a ocorrência de precipitação nas estações meteorológicas locais. É observada uma correlação positiva entre eventos de precipitação intensa e o aumento rápido do PWV medido em estações GNSS. Ficou demonstrando que a combinação de dados meteorológicos com dados GNSS numa estação pode fornecer informação adicional para a previsão local e em tempo quase real de precipitação intensa. Outro estudo importante consistiu na simulação de dados GNSS, a partir dos sistemas GPS (*Global Positioning System*) e Galileo, avaliando o benefício para a solução tomográfica quando o sistema europeu estiver operacional. É avaliada uma série temporal contínua de soluções de um dia através da introdução de perturbações numa solução de atmosfera padrão, tendo-se verificado que o aumento do número de observações com a introdução do sistema Galileo aumenta a capacidade da tomografia GNSS na reconstrução das perturbações.

A comparação visual e estatística das soluções da tomografia GNSS, avaliando a sua precisão através de perfis de radiossonda ou de simulações do modelo atmosférico WRF, indica em geral uma boa

concordância com estas técnicas para todas as experiências e testes de sensibilidade realizados neste trabalho. A possibilidade de no futuro se integrar simultaneamente as observações dos diversos sistemas na tomografia GNSS poderá permitir a obtenção de soluções mais realistas.

**Palavras-chave:** Tomografia GNSS, GNSS meteorológico, Atraso troposférico, Vapor de água precipitável, GPS, Interferometria SAR, MODIS, Galileo.

## Abstract

Evaluation of the atmospheric water vapor content is a crucial task for meteorology. Water vapor is not currently observed by the meteorological sensors with sufficient spatial resolution, becoming an important error source in numerical weather forecast models, particularly in situations related to severe weather phenomena. The main goal of this work consisted in the development of a tomographic system based on GNSS (*Global Navigation Satellite System*) data, which allowed estimating a 3D tropospheric water vapor field in a region, in order to evaluate its high spatial-temporal variability in a 4D referential (spatial 3D plus time). A set of slant observations that traverse the atmosphere continuously from a GNSS network on the terrain, with the signal properties sensible to water vapor content, allows thorough the discretization of the tropospheric space into a 3D grid, to setup a system of equations which relate the tropospheric delay of the GNSS signal with the water vapor content inside each grid space. The inverse problem, which is introduced by the GNSS tomography formulation, is usually solved by applying least square techniques, together with spatial and temporal constraints to stabilize the system inversion, which are needed to overcome the insufficient grid coverage provided by the GNSS observations. The inclusion of several external meteorological measurements into the system is investigated, like radiosonde profiles, satellite images processed using SAR interferometry techniques and the inclusion of products derived from multispectral sensors like MODIS (*Moderate-resolution imaging spectroradiometer*) or AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*). Radiosonde launches provide information about the vertical distribution of humidity along the troposphere, which is crucial to solve the tomographic system, while satellite data acquisition introduces high spatial density information due to the high pixel amount of information stored in one image.

A GNSS tomographic methodology was developed from scratch and applied to a network of stations located in the Greater Lisbon region (Portugal), being a groundbreaking study at country-level. InSAR, MODIS and AIRS data located in this area were gathered to perform the spatial-temporal constraints into the system of equations. Quality of the results obtained from the tomography was assessed throughout radiosonde profiles and atmospheric simulations produced by the WRF (*Weather Research and Forecast*) model. The inclusion of external humidity measurements allows a better fulfilling of the tomographic grid, facilitating the systems inversion process and allowing to obtain a 3D water vapor solution closer to the real atmospheric state.

Studies not directly related to the tomography technique were also performed in this work. A continuous data series was analyzed in order to evaluate the relationship between the GNSS meteorological signal and the occurrence of precipitation in local meteorological stations. Positive correlation was verified between the rapid PWV growth measured in a GNSS station and the occurrence of intense precipitation. It was demonstrated that the combination of meteorological data with GNSS data from a station can provide additional information to nowcast locally strong precipitation. Another important study was based in GNSS data simulation with GPS (*Global Positioning System*) and Galileo systems, evaluating the benefit to the tomography solution when the European system becomes operational. A continuous temporal series of solutions for one day was assessed through the introduction of perturbations in an atmospheric standard solution, being verified that the increment in the observation number throughout the Galileo observations improves the GNSS tomography capacity to reconstruct the induced perturbations.

Statistical and visual comparison of the GNSS tomography solutions, evaluating its precision with radiosonde profile or numerical weather WRF simulations, shows in general a good agreement between the techniques throughout all of the experiments performed in this thesis. The future possibility of

integrating multiple observations from several GNSS systems into the tomography could generate solutions closer to the real atmospheric state.

**Keywords:** GNSS tomography, GNSS meteorology, Tropospheric delay, Precipitable water vapor, GPS, SAR interferometry, MODIS, Galileo.



## **Agradecimentos**

Em primeiro lugar gostaria de deixar um agradecimento especial ao meu orientador professor João Catalão, que me deu apoio na realização deste trabalho desde o primeiro ao último minuto. Agradeço também ao meu segundo orientador professor Pedro Miranda, por proporcionar todas as condições e pelos conselhos dados por si e por alguns elementos do seu grupo na área da meteorologia. Ao investigador Giovanni Nico pela forte colaboração e por me ter orientado nas minhas estadias em Itália. Agradeço aos meus colegas e professores de Engenharia Geográfica por tornarem os intervalos deste trabalho menos dolorosos, principalmente à hora de almoço: Fernando Soares, Pedro Mateus, Carlos Antunes, Cristina Catita, Ana Navarro, João Calvão, Paula Redweik, Rita Matildes e outros que me possa estar a esquecer. Agradeço à minha família, à Carolina Jardim e aos seus pais, por me ajudarem a desanuviar desta tarefa e me acompanharem nesta jornada de 4 anos.



## Lista de acrónimos

**AIRS** - *Atmospheric Infrared Sounder*  
**ASAR** - *Advanced Synthetic Aperture Radar*  
**BeiDou** - *BeiDou Navigation Satellite System*  
**DGT** - *Direção Geral do Território*  
**DOP** - *Dilution Of Precision*  
**DORIS** - *Delft Object-oriented Radar Interferometric Software*  
**doy** - *day of the year*  
**ECMWF** - *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*  
**EPN** - *EUREF Permanent Network*  
**ESA** - *European Space Agency*  
**EUMETSAT** - *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*  
**FES2004** - *Finite Element Solutions 2004*  
**GAMIT** - *GPS Analysis at MIT*  
**GLOBK** - *Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program*  
**GLONASS** - *Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema*  
**GNSS** - *Global Navigation Satellite System*  
**GPS** - *Global Positioning System*  
**GPST** - *Global Positioning System Time*  
**GPT** - *Global Pressure and Temperature*  
**GPM** - *Global Precipitation Measurement*  
**GRS80** - *Geodetic Reference System 1980*  
**GST** - *Galileo System Time*  
**GTRF** - *Galileo Terrestrial Reference Frame*  
**HDF** - *Hierarchical Data Format*  
**IASI** - *Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*  
**IDL** - *Instituto Dom Luíz*  
**IEEE-TGRS** - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*  
**IgeoE** - *Instituto Geográfico do Exército*  
**IGS** - *International GNSS Service*  
**InSAR** - *Interferometria SAR*  
**IPMA** - *Instituto Português do Mar e da Atmosfera*  
**IR** - *InfraRed*  
**IRNSS** - *Indian Regional Navigation Satellite System*  
**ITRF08** - *International Terrestrial Reference Frame 2008*  
**IWV** - *Integrated Water Vapor*  
**Lidar** - *Light detection and ranging*  
**LUT** - *Look-Up Table*  
**MDT** - *Modelo Digital do Terreno*

**MODIS** - *Moderate-resolution imaging spectroradiometer*  
**NAO** - *North Atlantic Oscillation*  
**NASA** - *National Aeronautics and Space Administration*  
**NCEP** - *National Centers for Environmental Prediction*  
**NIR** - *Near-InfraRed*  
**NMM** - *Nível Médio do Mar*  
**NWP** - *Numerical Weather Prediction forecast model*  
**PPP** - *Precise Point Positioning*  
**ppm** - *partes por milhão*  
**PRN** - *PseudoRandom Noise*  
**PWV** - *Precipitable Water Vapor*  
**QA** - *Quality Assurance or Assessment*  
**QZSS** - *Japanese Quasi-Zenith Satellite System*  
**rms** - *root mean square*  
**SAR** - *Synthetic Aperture Radar*  
**SIWD** - *Slant Integrated Wet Delay*  
**SHD** - *Slant Hydrostatic Delay*  
**STD** - *Slant Total Delay*  
**SWD** - *Slant Wet Delay*  
**TAI** - *Temps Atomique International*  
**UTC** - *Coordinated Universal Time*  
**VMF1** - *Vienna Mapping Function 1*  
**VRS** - *Virtual Reference Station*  
**WGS84** - *World Geodetic System 1984*  
**WRF** - *Weather Research Forecast*  
**ZHD** - *Zenith Hydrostatic Delay*  
**ZTD** - *Zenith Total Delay*  
**ZWD** - *Zenith Wet Delay*

## Conteúdo

<b>Resumo .....</b>	<b>v</b>
<b>Abstract.....</b>	<b>vii</b>
<b>Agradecimentos.....</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de acrónimos.....</b>	<b>xi</b>
<b>Conteúdo.....</b>	<b>xiii</b>
<b>Índice de figuras .....</b>	<b>xv</b>
<b>Índice de tabelas .....</b>	<b>xxi</b>
<b>Capítulo 1 Introdução .....</b>	<b>1</b>
1.1. Motivação.....	1
1.2. Objetivo.....	2
1.3. Estado de arte da tomografia GNSS.....	3
1.4. Enquadramento do trabalho.....	8
1.5. Estrutura da dissertação .....	10
<b>Capítulo 2 Enquadramento .....</b>	<b>13</b>
2.1. Propagação do sinal eletromagnético na atmosfera .....	13
2.2. Medição do vapor de água na atmosfera.....	15
2.3. GNSS meteorológico .....	17
2.4. Caraterísticas GNSS.....	18
2.4.1. Características gerais sobre os sistemas de navegação .....	18
2.4.2. Segmento espacial: órbitas.....	19
2.4.3. Caraterísticas do sinal GNSS .....	22
2.5. Caraterísticas GPS .....	24
2.5.1. Componentes do sinal GPS.....	24
2.5.2. Atraso troposférico GPS .....	25
2.5.3. Parâmetros troposféricos GPS .....	26
2.5.4. Vapor de água precipitável .....	29
2.5.5. Atraso húmido oblíquo .....	30
2.6. Tomografia GNSS.....	32
2.7. Caraterísticas interferometria SAR .....	37
<b>Capítulo 3 Implementação e tratamento de dados .....</b>	<b>41</b>
3.1. Descrição das experiências e configuração da rede GNSS.....	41
3.2. Processamento GPS.....	43
3.3. Configuração da tomografia GNSS.....	47
3.3.1. Resolução espacial e temporal.....	47
3.3.2. Configuração dos dados de entrada e constrangimentos.....	49
3.4. Validação dos resultados da tomografia .....	52
3.4.1. Radiossondas .....	53

3.4.2. Modelos numéricos meteorológicos.....	55
<b>Capítulo 4 O GPS como previsor de chuva.....</b>	<b>59</b>
4.1 GPS meteorológico: uma ferramenta para estudar a precipitação.....	59
4.2 Caracterização dos dados e metodologia de processamento.....	61
4.3 Resultados .....	62
4.3.1. Ciclo anual do PWV .....	62
4.3.2. Eventos de chuva severa .....	63
4.3.3. Algoritmo de aproximação linear .....	66
4.4 Discussão.....	70
4.5 Conclusão .....	72
<b>Capítulo 5 Inclusão dos dados InSAR na tomografia GNSS .....</b>	<b>75</b>
5.1. O InSAR como medição atmosférica.....	75
5.2. Metodologia da inclusão do InSAR na tomografia GNSS.....	76
5.3. Caracterização dos dados e configuração da experiência .....	77
5.4. Resultados .....	80
5.5. Conclusão .....	85
<b>Capítulo 6 Inclusão de dados MODIS na tomografia GNSS .....</b>	<b>87</b>
6.1. Introdução .....	87
6.2. Características do PWV obtido pelo MODIS .....	87
6.3. Aquisição MODIS e inclusão na tomografia .....	88
6.4. Descrição dos dados .....	90
6.5. Resultados .....	92
6.6. Conclusões.....	101
<b>Capítulo 7 Simulação Galileo e GPS com aplicação na tomografia.....</b>	<b>103</b>
7.1 Contextualização da experiência.....	103
7.2 Simulação de órbitas.....	103
7.3 Metodologia da simulação GNSS.....	105
7.4 Resultados .....	109
7.5 Síntese e conclusões .....	118
<b>Capítulo 8 Conclusões.....</b>	<b>119</b>
8.1. Conclusão .....	119
8.2. Sugestões para desenvolvimento de trabalho futuro.....	121
<b>Referências Bibliográficas .....</b>	<b>125</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>135</b>
Anexo A. Série temporal campanha SMOG .....	135
Anexo B. Testes de sensibilidade na tomografia.....	138
B.1. Resolução vertical.....	138
B.2. Resolução horizontal.....	140
B.3. Resolução temporal .....	141
B.4. Inclusão de gradientes e resíduos .....	143
B.5. Inicialização da tomografia.....	144

## Índice de figuras

<b>Figura 2.1:</b> Divisão da atmosfera em altitude de acordo com as propriedades de cada camada vertical (Manning, 2013).	13
<b>Figura 2.2:</b> Representação de uma órbita kepleriana de um satélite em relação ao centro de massa da Terra; adaptado de Hofmann-Wellenhof et al. (2008).	20
<b>Figura 2.3:</b> Representação do percurso do sinal GPS pela atmosfera, entre o recetor $R$ e o satélite $S$ , onde a linha $a$ representa a trajetória ideal e a linha $b$ a trajetória real (exagerada para facilitar visualização). O ângulo representado na figura é o ângulo de elevação. Adaptado de Champollion (2006).	25
<b>Figura 2.4:</b> Exemplo do comportamento das componentes do atraso zenital medido pelo GPS durante 1 dia (18/05/12), estações FCUL e GRIB; à esquerda ZTD e ZHD, à direita ZWD.	28
<b>Figura 2.5:</b> Comportamento da função de mapeamento de satélites em função do ângulo de elevação baseada na função inversa do seno, comparada com uma função de mapeamento refinada (VMF1).	30
<b>Figura 2.6:</b> Representação visual da área representativa do atraso troposférico zenital determinado pelo GPS; adaptado de sítio de internet do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).	31
<b>Figura 2.7:</b> Representação 2D da técnica de tomografia por GNSS. Cada quadrado representa um vóxel $x(i)$ da grelha tridimensional tomográfica. Duas estações GPS observam 3 satélites através de raios com linhas de vista diferentes. Os troços com vermelho negrito indicam os SWD que atravessam lateralmente os limites do modelo.	32
<b>Figura 2.8:</b> Representação esquemática da aquisição de duas imagens SAR para gerar um interferograma. A base espacial $B$ resulta da relação espacial entre a base perpendicular $B_{\perp}$ e a base paralela $B_{\parallel}$ (Benevides, 2009).	38
<b>Figura 3.1:</b> Distribuição das estações GNSS disponíveis para realizar a tomografia GNSS na área de estudo, com zoom sobre a área metropolitana de Lisboa onde são visíveis as estações meteorológicas e de radiossondagem.	41
<b>Figura 3.2:</b> Área da região de estudo definida para a aplicação da técnica da tomografia GNSS na região de Lisboa, com a configuração da resolução horizontal da grelha de vóxeis.	42
<b>Figura 3.3:</b> Área da região de estudo definida para a aplicação da técnica da tomografia GNSS com a inclusão de dados InSAR, juntamente com a reconfiguração da resolução horizontal da grelha de vóxeis.	42
<b>Figura 3.4:</b> Área da região de estudo onde é visível o adensamento da rede de estações GNSS permanente através da instalação temporária de 8 estações, resultando num total de 16 estações distribuídas pela grelha de vóxeis.	43
<b>Figura 3.5:</b> Esquema da estratégia de sobreposição de janelas temporais adotada para o processamento GAMIT.	44
<b>Figura 3.6:</b> Comparação do ZTD determinado na estação IGP0 para diferentes valores do parâmetro da variação zenital, ligado à função estocástica Gauss-Markov.	45
<b>Figura 3.7:</b> Projeção vertical ao longo da longitude representando a resolução vertical definida para a grelha tomográfica (resolução horizontal da configuração da Figura 3.3). Pontos negros indicam resolução vertical média dos níveis do modelo numérico de previsão WRF. Escala vertical exagerada.	48
<b>Figura 3.8:</b> Exemplo de representação das observações SWD provenientes da rede de estações GNSS de Lisboa com a grelha tomográfica 3D (Figura 3.2). Os raios azuis atravessam o topo do modelo e os vermelhos a parte lateral. A escala da altitude é exagerada e são apresentados SWD durante 30 segundos para facilitar a visualização.	49
<b>Figura 3.9:</b> Representação do erro da observação dependente da elevação no GAMIT (equação 3.4) (esquerda). Representação do peso definido para um conjunto de observações SWD na tomografia, com $k_{ZWD}=0.7, k_{\epsilon}=0.5$ e modelo $\sigma_{\epsilon}$ ajustado.	52

<b>Figura 3.10:</b> Representação da referência de altitude dos valores da tomografia (vermelho), comparada com os valores medidos numa aquisição de radiossondagem em Lisboa (azul) e também com a referência de altitude média do modelo numérico WRF (preto). Os limites das camadas verticais são representados com cruces e os valores médios são representados no centro das camadas com pontos.....	54
<b>Figura 4.1:</b> Comparação entre as medições de PWV obtidas na estação GPS IGP0 com os valores PWV registados no lançamento das radiossondas na estação Gago Coutinho (Aeroporto de Lisboa). Ambas distam 6 km e são obtidas ao longo do ano de 2012 principalmente às 12 horas (UTC).....	62
<b>Figura 4.2:</b> Série anual do PWV para a estação IGP0, onde a linha azul representa o valor absoluto horário enquanto a linha vermelha é uma média móvel de 30 dias. Em baixo a linha vermelha representa a precipitação diária acumulada na estação meteorológica IDL. ....	63
<b>Figura 4.3:</b> Evolução temporal do PWV comparada com os registos de precipitação nos seguintes casos de estudo: (a) 28 a 30 outubro 2010, (b) 21 a 29 setembro 2012, (c) 17 a 23 abril 2011; PWV da estação GPS IGP0 a preto e precipitação horária acumulada em várias estações próximas em várias cores. (d) 29 agosto a 2 setembro 2011, com PWV de duas estações GPS adicionais; ALCO a verde e PACO a vermelho. A data é apresentada no formato “hora dia/mês”.....	65
<b>Figura 4.4:</b> Exemplo de performance do algoritmo de ajustamento linear. A linha vermelha e os pontos azuis representam os registos de PWV, as linhas azuis o ajustamento linear por mínimos quadrados a cada hora e as linhas verdes os segmentos de reta determinados no algoritmo. ....	67
<b>Figura 4.5:</b> Probabilidade de chuva em 2012 em função de: (a) PWV máximo, (b) incremento $\Delta$ PWV e (c) taxa de variação do PWV; $\partial$ PWV/ $\partial$ t. O eixo dos x representa o limite superior do intervalo de cada classe. Dados do par de estações IGP0 - IDL (cima) e par de estações PAML - Setúbal (baixo) .....	68
<b>Figura 4.6:</b> Mapas 2D do PWV interpolado a partir de todas as estações da rede GPS. Os mapas são apresentados nos períodos temporais correspondentes aos 2 picos principais de PWV na Figura 4.3d. Pontos negros representam as estações GPS.....	71
<b>Figura 5.1:</b> Interferograma calculado na região de Lisboa, utilizando a referência <i>master</i> de 4 de outubro e <i>slave</i> de 8 de novembro ambas de 2009, onde os valores de $\Delta$ PWV da imagem são apresentados. É visível o contorno da linha de costa e a área limite da grelha tomográfica (linha preta), juntamente com a rede de estações GNSS utilizada. ....	78
<b>Figura 5.2:</b> Interferograma mascarado e cortado pelos limites da grelha tomográfica, com representação esquemática da grelha de pontos definida para gerar as observações diferenciais SWD <sub>SAR</sub> . Os valores de $\Delta$ PWV referentes à imagem <i>slave</i> menos <i>master</i> (8 de novembro menos 4 de outubro, 2009) são apresentados. ....	79
<b>Figura 5.3:</b> Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha y=3) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 4 de outubro de 2009 (imagem <i>master</i> , época $t_1$ ), à esquerda. Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia, ao centro. Comparação do perfil central de colunas (x=2,y=3) coincidente com a localização da sonda adquirida às 12 horas do mesmo dia, à direita. ....	81
<b>Figura 5.4:</b> Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha y=3) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 8 de novembro de 2009 (imagem <i>slave</i> , época $t_2$ ), à esquerda. Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia, ao centro. Comparação do perfil central de colunas (x=2,y=3) coincidente com a localização da sonda adquirida às 6 horas do dia seguinte dia, à direita. ....	82
<b>Figura 5.5:</b> Representação das observações diferenciais SWD <sub>SAR</sub> obtidas dos pontos gerados a partir do interferograma. As observações distribuem-se pela grelha da tomografia, onde as azuis são as que atravessam o topo do modelo e as vermelhas a parte lateral. Os ângulos de elevação e azimute médios das observações são 31° e 194° respetivamente. A escala da altitude é exagerada para facilitar a visualização. ....	83
<b>Figura 5.6:</b> Representação do preenchimento dos vóxeis da grelha tridimensional da tomografia para a época $t_2$ (imagem <i>slave</i> ). Os símbolos representam 4 classes diferentes de observações intersectadas (ver legenda) e a posição refere-se ao centro de cada vóxel.....	83



<b>Figura 5.7:</b> Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha $y=3$ ) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 8 de novembro de 2009 (imagem <i>slave</i> , época $t_2$ ), à esquerda. O mesmo perfil mas para a solução dos dados GPS combinados com os InSAR (centro-esquerda). Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia (centro-direita). Comparação do perfil central de colunas ( $x=2, y=3$ ) coincidente com a localização da sonda adquirida às 6 horas do dia seguinte dia, à direita. ....	84
<b>Figura 6.1:</b> Exemplo de uma imagem MODIS PWV (mm) de 1 km de resolução, adquirida às 11:05 do <i>doy</i> 229, ano 2012. O contorno do limite de Portugal é visível a rosa. ....	89
<b>Figura 6.2:</b> Exemplo da confiança da qualidade (QA) do produto MODIS PWV de 1 km de resolução, adquirida às 11:05 do <i>doy</i> 229; à esquerda o QA da cobertura de nuvens, à direita o QA do PWV obtido do algoritmo NIR. A linha de costa é visível a rosa e a os limites da grelha da tomografia a vermelho. ....	90
<b>Figura 6.3:</b> Secções da imagem MODIS PWV de 1 km de resolução, adquirida às 12:00 do <i>doy</i> 228, ano 2012, (esquerda) e imagem de 5 km adquirida às 22:50 no <i>doy</i> 230, ano 2012 (direita). Os píxeis no interior da área da tomografia são identificados por pontos brancos, com QA válido, e pontos negros, excluídos da tomografia. Valores de PWV apresentados em mm. ....	91
<b>Figura 6.4:</b> Representação das observações $SWD_{MODIS}$ obtidas dos píxeis válidos determinados a partir da imagem MODIS PWV de 5 km de resolução; adquirida às 12:00, <i>doy</i> 228, ano 2012. O <i>raytracing</i> dos raios distribui-se pela área da grelha tomográfica onde os raios azuis são as que atravessam o topo do modelo e as vermelhas a parte lateral. A escala da altitude é exagerada para facilitar a visualização. ....	93
<b>Figura 6.5:</b> Percentagem de vóxeis preenchidos por cada camada vertical do modelo tomográfico, comparando as várias séries de conjuntos de dados SWD utilizadas nesta experiência (ver também Tabela 6.1). Dados adquiridos durante o dia à esquerda e dados durante a noite à direita. ....	94
<b>Figura 6.6:</b> Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha $y=3$ ) das soluções da tomografia para o período escolhido; a primeira linha representa a solução só com dados GPS e a segunda é relativa à combinação dos dados GPS com os dados PWV MODIS de 5 km. ....	95
<b>Figura 6.7:</b> Perfis longitudinais oeste-este e sul-norte (secções da grelha $y=3, x=3$ ) das soluções da tomografia para o período escolhido; a primeira linha representa a solução só com dados GPS e a segunda é relativa à combinação dos dados GPS com os dados PWV MODIS de 1 km. ....	96
<b>Figura 6.8:</b> Comparação dos perfis tomográficos da solução coluna ( $y=3, x=3$ ) com as radiossondas lançadas às 12:00 para cada um dos 3 dias da experiência. ....	97
<b>Figura 6.9:</b> Média do PWV (4 linhas superiores) e respetivo desvio padrão (4 linhas inferiores) dos dados MODIS comparados com os dados PWV médios observados na rede de estações GNSS no instante de aquisição das imagens. ....	98
<b>Figura 6.10:</b> Representação das imagens de 1 km do PWV (mm), obtido pelo MODIS às 12:00 <i>doy</i> 228, ano 2012, na região de estudo, comparando a aquisição na coleção 5 (esquerda) com a coleção 6 (direita). As listas horizontais previamente observadas aparentam estar corrigidas na coleção de imagens MODIS mais recente. ....	99
<b>Figura 6.11:</b> Comparação da média do PWV (4 linhas superiores) e respetivo desvio padrão (4 linhas inferiores) dos dados MODIS comparados com os dados PWV médios GPS, avaliados para a coleção MODIS mais recente (coleção 6). ....	99
<b>Figura 6.12:</b> Comparação dos perfis tomográficos da solução coluna ( $y=3, x=3$ ), obtida do novo processamento com imagens MODIS da coleção 6, com as radiossondas lançadas às 12:00 para cada um dos 3 dias da experiência. ....	100
<b>Figura 6.13:</b> Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha $y=3$ ) das soluções da tomografia obtidas do novo processamento com imagens MODIS da coleção 6. São apresentadas apenas as 3 soluções diurnas, para os dados GPS combinados com MODIS de PWV 5 km (esquerda) e dados GPS combinados com MODIS de 1 km (direita). ....	101
<b>Figura 7.1:</b> Representação da relação espacial entre as coordenadas de um recetor GNSS (R) e de um satélite (S) nas coordenadas cartesianas ( $X, Y, Z$ ), geodésicas ( $\lambda, \varphi, h$ ) e locais ( $E, N, U$ ). Estão também representados o elipsoide de referência e os limites 3D da grelha, juntamente com a relação entre o recetor e o satélite através dos ângulos de azimuth $\alpha$ e elevação $\vartheta$ . ....	104

<b>Figura 7.2:</b> Secção vertical oeste-este do perfil atmosférico sintético utilizado como solução de referência para este trabalho (esquerda). Está representada também a resolução horizontal (parcial) e vertical da grelha tomográfica. Representação do perfil visto apenas de uma coluna, onde é visível a forma exponencial negativa do perfil (direita). .....	106
<b>Figura 7.3:</b> Representação esquemática das coordenadas tridimensionais das constelações GPS (esquerda) e Galileo (direita) simuladas nesta experiência. O instante das constelações corresponde às 2 horas do <i>doy</i> 247, ano 2011. Adaptado do <i>software GPS Navigation Toolbox</i> (Mehrtash, 2008). .....	107
<b>Figura 7.4:</b> Comparação das coordenadas de todos os satélites entre a simulação e as órbitas precisas IGS, para a época 13:30 ( <i>doy</i> 247, ano 2011). À esquerda são visíveis as três componentes X, Y, Z, e à direita a correspondente média. ....	107
<b>Figura 7.5:</b> Comparação da média das coordenadas de todos os satélites entre a simulação e as órbitas precisas IGS, ao longo das 48 épocas representando soluções de meia hora durante o período ( <i>doy</i> 247, ano 2011). .....	108
<b>Figura 7.6:</b> Média das observações SWD por cada estação GNSS, de toda série de meia hora de soluções da tomografia para o período simulado ( <i>doy</i> 247, ano 2011), comparando dados reais e dados simulados nesta experiência. ....	109
<b>Figura 7.7:</b> Secção longitudinal do perfil vertical oeste-este da reconstrução tomográfica com anomalia, ao longo da série temporal, do pior caso ( $t=11:00$ , # SWD GPS/GPS+Galileo 3180/7169, <i>doy</i> 247, ano 2011) (cima), e do melhor caso ( $t=16:30$ , # SWD GPS/GPS+Galileo 4388/9248, <i>doy</i> 247, ano 2011) (baixo); dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo ao centro, comparação dos conjuntos de dados com a solução $X_0$ no perfil vertical de vóxeis localizado no centro da grelha. ....	112
<b>Figura 7.8:</b> Matriz de erro $Q$ dada pela combinação dos parâmetros da anomalia horizontal (altitude $H$ e magnitude $\Delta N$ ), caracterizando a reconstrução do perfil central vertical de vóxeis (média de todas as época): dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo à direita. ....	113
<b>Figura 7.9:</b> Média de cada vóxel ao longo de toda a série temporal para os dados GPS (pontos vermelho) e GPS com Galileo (pontos azuis), comparado a solução de referência $X_0$ (linha preta). ....	114
<b>Figura 7.10:</b> Comparação entre a percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, ao longo de toda a série temporal, para o conjunto de dados GPS e GPS com Galileo. ....	114
<b>Figura 7.11:</b> Representação da percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, para cada uma das soluções de meia hora ao longo da serie temporal ( <i>doy</i> 247, ano 2011); dados GPS à esquerda e dados GPS e Galileo à direita. ....	115
<b>Figura 7.12:</b> Representação da percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, para cada uma das soluções de meia hora ao longo da serie temporal ( <i>doy</i> 247, ano 2011), com estações GNSS adicionais; dados GPS à esquerda e dados GPS e Galileo à direita. ....	116
<b>Figura 7.13:</b> Comparação entre a percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, ao longo de toda a série temporal, para o conjunto de dados GPS e GPS com Galileo simulados com a rede GNSS de 16 estações. ....	116
<b>Figura 7.14:</b> Matriz de erro $Q$ dada pela combinação dos parâmetros da anomalia horizontal (altitude $H$ e magnitude $\Delta N$ ), caracterizando a reconstrução do perfil central vertical de vóxeis (média de todas as época), com estações GNSS adicionais; dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo à direita. ....	117
<b>Figura A.1:</b> Comparação de perfis das sondas (azul) com as soluções da tomografia (vermelho) (perfil central $x=3, y=3$ ), na primeira linha forçada com sondas e na segunda forçada com dados AIRS. À esquerda perfil das 4:00, dia 19; ao centro perfil 12:00, dia 20; e à direita dia 22, 20:00. Unidades em $g/m^3$ . ....	135
<b>Figura A.2:</b> Série de soluções tomográficas da campanha atualizadas com dados AIRS (cerca de 12 em 12 horas), sobreposta com a solução de refratividade observada pelas sondas (curvas de nível). Unidades em $g/m^3$ . ....	136
<b>Figura A.3:</b> Série de soluções tomográficas da campanha atualizadas com dados de radiossondagem (atualizadas às 12 horas), sobreposta com a solução de refratividade observada pelas sondas (curvas de nível). Unidades em $g/m^3$ . ....	136

<b>Figura A.4:</b> Série de soluções tomográficas da campanha iniciadas a partir da primeira sonda (12:00, dia 17 ou <i>doy</i> 198), mas sem atualização ao longo da série temporal. Unidades em $\text{g/m}^3$ .	137
<b>Figura A.5:</b> Comparação de perfis verticais da solução da tomografia atualizada com sondas, durante o dia 19 de julho ( <i>doy</i> 200) à esquerda mostrando uma localização costeira ( $x=3$ , $y=1$ ) e à direita mostrando uma localização no interior do estuário ( $x=3$ , $y=4$ ). Unidades em $\text{g/m}^3$ .	137
<b>Figura B.6:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução vertical.	139
<b>Figura B.7:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos das soluções fazendo variar a altitude limite no topo da grelha vertical.	139
<b>Figura B.8:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos das soluções fazendo variar a altitude limite da primeira camada da grelha vertical.	140
<b>Figura B.9:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução horizontal.	141
<b>Figura B.10:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução temporal.	142
<b>Figura B.11:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da frequência temporal das observações.	143
<b>Figura B.12:</b> Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da configuração das observações SWD.	144
<b>Figura B.13:</b> Perfil longitudinal ( $y=3$ ) das diferentes soluções iniciais utilizadas para testar a tomografia GNSS.	145
<b>Figura B.14:</b> Comparação visual do perfil vertical da sonda com as diferentes soluções da tomografia iniciadas com dados de refratividade húmida de diversas fontes.	146
<b>Figura B.15:</b> Comparação das diferenças das soluções da tomografia para a solução de referência WRF, ao longo de todos os vóxeis da grelha tomográfica. Cada divisão no eixo dos $xx$ representa uma camada vertical, que aumentam de altitude da esquerda para a direita.	147
<b>Figura B.16:</b> Comparação dos dados de referência WRF com as várias soluções tomográficas iniciadas de forma distinta, apresentando o <i>bias</i> e desvio padrão (barras de erro) calculados com os vóxeis em camada vertical da grelha.	148
<b>Figura B.17:</b> Comparação dos dados de referência WRF com as várias soluções tomográficas iniciadas de forma distinta, apresentando o <i>rms</i> (esquerda) e o erro relativo (direita) calculados com os vóxeis em camada vertical.	149
<b>Figura B.18:</b> Comparação vóxel a vóxel entre a solução de referência WRF e cada uma das soluções tomográficas iniciadas com dados distintos, juntamente com o respetivo coeficiente de correlação global e reta de regressão linear.	149



## Índice de tabelas

<b>Tabela 2.1:</b> Efeméride GPS composta por uma lista de elementos “keplerianos” e outros parâmetros juntamente com uma breve descrição. Um semicírculo corresponde a $\pi$ radianos.....	20
<b>Tabela 2.2:</b> Almanaque com parâmetros orbitais Galileo definidos para o instante inicial da constelação: 0 horas de 22 de Agosto de 1999. Um semicírculo corresponde a $\pi$ radianos. ....	22
<b>Tabela 4.1:</b> Chuva acumulada nas diferentes classes determinadas pelo algoritmo de aproximação linear aplicado aos dados de PWV. Os dados referem-se ao ano de 2012 e aos pares estações GPS – meteorológica. Entre parêntesis são apresentados os resultados referentes apenas a um par (IGP0-IDL). ..	67
<b>Tabela 4.2:</b> Relação observada entre a intensidade de chuva e as classes de PWV do algoritmo de aproximação linear. Dados com respeito a todos os pares estações analisados para 2012, juntamente com dados referentes ao par IGP0-IDL (entre parêntesis). A última linha (*) contem todos os eventos de 2010-2012 para este último par. ....	69
<b>Tabela 5.1:</b> Comparação das soluções do perfil central de refratividade húmida obtido da tomografia GNSS, WRF, tomografia GNSS com InSAR, com o perfil de radiossondagem (valores em $\text{g/m}^3$ ). ....	85
<b>Tabela 6.1:</b> Informação dos dados MODIS utilizados nesta experiência. Os píxeis são referidos ao interior da área da tomografia. A diferenciação dos valores da percentagem para dados MOD05 são referentes a limites de confiança de qualidade $QA>0/QA>1$ .....	92
<b>Tabela 6.2:</b> Comparação estatística da solução do perfil da tomografia na coluna coincidente com a localização da estação de radiossondagem ( $y=3, x=3$ ). As soluções da sonda são obtidas às 12:00 de cada <i>doy</i> . ....	98
<b>Tabela 6.3:</b> Comparação estatística da solução do perfil da tomografia na coluna coincidente com a localização das radiossondas obtidas às 12:00 de cada <i>doy</i> . As imagens MODIS utilizadas são da coleção 6, que é presentemente a mais recente. Entre parêntesis é apresentada as diferenças para a estatística da solução anterior (ver Tabela 6.2). ....	100
<b>Tabela 7.1:</b> Média da diferença das coordenadas entre a simulação e as órbitas precisas IGS, para todas as épocas simuladas (48) e todos os satélites GPS (30). Unidades estão em metros. ....	108
<b>Tabela 7.2:</b> Série de soluções simuladas GPS e GPS mais Galileo comparadas com a solução de referência $X_0$ . As diferenças são calculadas em mm/km e representam a média de todos os vóxeis durante cada meia hora de solução.....	110
<b>Tabela 7.3:</b> Média da série de soluções simuladas GPS e GPS mais Galileo comparadas com a solução de referência $X_0$ , introduzindo uma anomalia horizontal (magnitude $\Delta N$ variável e $H$ fixo aos 1500 m de altitude). As diferenças são calculadas em mm/km e representam a média de todos os vóxeis durante todas as soluções de meia hora. ....	111
<b>Tabela 7.4:</b> Resumo da estatística dos conjuntos de dados simulados GPS e GPS com Galileo, com e sem anomalia horizontal introduzida, em rede permanente (8 estações) e com a rede estendida (16 estações). Resultados são referentes à média de todos os vóxeis ao longo de todas as soluções de meia hora da série temporal (mm/km). ....	117
<b>Tabela B.1:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução vertical ( $k$ = número de camadas verticais na grelha 3D). ....	138
<b>Tabela B.2:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para o limite superior vertical da grelha ( $k$ = número de camadas verticais na grelha 3D). ....	139
<b>Tabela B.3:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a altitude limite da primeira camada da grelha 3D. ....	140
<b>Tabela B.4:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução horizontal ( $k$ = número de vóxeis total na grelha 3D). ....	141
<b>Tabela B.5:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução temporal ( $k$ = número de observações por solução). ....	142
<b>Tabela B.6:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a frequência temporal de observações ( $k$ = número de observações por solução). ....	142

<b>Tabela B.7:</b> Comparação estatística da solução de referência com várias configurações definidas para as observações SWD.....	143
<b>Tabela B.8:</b> Comparação estatística entre soluções da tomografia obtidas com solução <i>a priori</i> distinta e os dados de radiossondagem e GPS.....	145
<b>Tabela B.9:</b> Comparação estatística seccionada por altitudes, entre o perfil vertical da sonda e as soluções da tomografia iniciadas com dados <i>a priori</i> da sonda (fora dos parêntesis) e do modelo WRF (entre parêntesis). ....	146
<b>Tabela B.10:</b> Comparação estatística global de todos os vóxeis entre as soluções tomográficas e a solução WRF.....	147







# Capítulo 1

## Introdução

### 1.1. Motivação

A elevada variabilidade do conteúdo do vapor de água afeta a evolução dos fenómenos meteorológicos a várias escalas. Nas escalas globais esta característica tem influência ao nível dos processos climatológicos de média e longa duração, enquanto nas escalas locais ou de mesoescala tem um efeito mais direto sobre processos meteorológicos locais (Miranda et al., 2013). O vapor de água é um gás com uma forte contribuição para o efeito de estufa da atmosfera e consequentemente para o aquecimento global verificado durante as últimas décadas. Para além de ter um papel fundamental na evolução dos processos climatológicos e meteorológicos, a sua atuação ao nível das reações químicas na atmosfera tem um papel fundamental na distribuição da poluição do ar e ocorrência de chuvas ácidas, influenciando também a decomposição da camada de ozono (Miranda, 2001).

A dinâmica e termodinâmica observada no seu transporte juntamente com a radiação solar incidente, desencadeia transferências de energia a larga escala devido ao calor latente ou de transformação, que estão relacionadas não só com interação entre massas de humidade mas também com os processos de evapotranspiração do oceano, convecção do terreno e a condensação do vapor de água em água líquida, originando normalmente precipitação. A interação entre estes processos origina frequentemente, e em praticamente todos os locais do planeta, a formação de fenómenos meteorológicos de instabilidade como chuvas convectivas, que em situações limite pode levar ao desencadeamento de eventos potencialmente catastróficos, que têm aumentado de frequência nos últimos anos (Zhang et al., 2015). Nestes fenómenos ocorre uma perturbação particularmente acentuada na distribuição do vapor de água, onde a alteração da sua estabilidade vertical provoca instabilidade nos sistemas meteorológicos. Desta forma é imperativo modelar a sua dinâmica e estrutura vertical com alta resolução, pelo menos nos primeiros quilómetros de altitude ao longo da troposfera (Champollion et al., 2005). Contudo, presentemente o vapor de água existente na atmosfera não é observado pelos sistemas climatológicos ou meteorológicos com uma densidade espacial suficiente, revelando-se como a maior fonte de erro na previsão dos modelos numéricos meteorológicos (Wulfmeyer et al., 2015). Este fator ainda é mais crítico em situações onde se recorre à previsão em *nowcasting* onde este tipo de ferramenta é fundamental para a decisão de emissão de alerta por parte das autoridades responsáveis, quantificando o grau de risco em situação meteorológica severa.

O conhecimento da sua distribuição espacial e evolução temporal é por isso fundamental para a melhoria da precisão dos modelos NWP (*Numerical Weather Prediction*), em particular na previsibilidade da precipitação (Vedel et al., 2004). Existem vários instrumentos de medição para estimar o conteúdo de vapor de água onde se incluem instrumentos instalados no terreno como radiómetro de vapor de água, fotómetro solar, espectrómetro IR, lidar, radar meteorológico; incorporados em estações meteorológicas como radiossondas lançadas por balões de hélio, ou o processo inverso que é o lançamento de sondas de uma aeronave (*dropsonde*); adquiridas por técnicas de deteção remota a partir de plataformas espaciais através de sensores multiespectrais (IR, visível ou micro-ondas); ou por técnicas indiretas como perfis de radio ocultação na atmosfera (Brenot et al., 2014; Wulfmeyer et al., 2015).

Apesar das técnicas GNSS (*Global Navigation Satellite System*) e InSAR (*Interferometry Synthetic Aperture Radar*) estarem profundamente ligadas à medição da intensidade e velocidade da deformação observada no terreno, ou à verificação e produção de dados de referência altimétrica como MDT (Modelo Digital do Terreno), o percurso dos seus sinais eletromagnéticos pela troposfera e a sensibilidade das medições à presença do vapor de água permite a estimação do seu conteúdo (Bevis et al., 1992; Hanssen, 2001). As variações da refratividade do meio troposférico, que ocorrem principalmente devido à presença do vapor de água, causam um atraso na propagação do sinal proveniente destes sensores que resulta num aparente aumento da distância percorrida pelo sinal eletromagnético ao longo da troposfera. A sua alta variabilidade tanto no espaço como no tempo pode ser analisada num referencial espaço-temporal 4D (3 espaciais mais 1 temporal).

A técnica da tomografia GNSS pode ser utilizada para estimar o conteúdo tridimensional do vapor de água numa porção regional da troposfera, recorrendo a uma série de observações contínuas de dados GPS (Flores et al., 2000). A aquisição desta informação baseia-se na reconstrução do percurso oblíquo das observações de atraso húmido, SWD (*Slant Wet Delay*), observado entre os satélites emissores e as estações recetoras pertencentes a uma rede de estações permanentes GNSS (Braun et al., 2001). O espaço é discretizado horizontalmente numa grelha regular e verticalmente em camadas de espaçamento variável, limitado inferiormente pela topografia do terreno e superiormente pela altitude de referência da tropopausa. A vantagem da aplicação desta técnica é permitir a estimação do conteúdo médio do vapor de água em cada localização da grelha, através do varrimento das observações GNSS em várias direções na troposfera local durante um curto intervalo de tempo (Champollion et al., 2005). A implementação deste esquema permite estimar a quantidade de vapor de água a uma determinada altitude, o que não é possível de observar a partir dos perfis integrais de vapor de água (IWV, *Integrated Water Vapor*) obtidos do processamento clássico de dados GPS. O ruído, a distribuição espacial das estações e a cobertura geométrica por parte da constelação de satélites no horizonte são os maiores problemas evidenciados por esta técnica, afetando diretamente a resolução do sistema de equações tomográfico (Bender e Raabe, 2007; Rohm, 2012). O preenchimento insuficiente da grelha 3D por parte das observações GPS resulta em valores vazios, isto é sem nenhuma observação GPS intercetada no seu interior, provocando instabilidade na inversão do sistema de equações. Este problema muitas vezes só é possível de ser ultrapassado com a introdução de constrangimentos iniciais ou a introdução de medidas meteorológicas externas (Notarpietro et al., 2011).

## 1.2. Objetivo

O objetivo principal deste trabalho é desenvolver um sistema tomográfico 3D de reconstituição da refratividade húmida na troposfera utilizando uma rede GNSS permanente com incorporação de constrangimentos espaço-temporais na estabilização do sistema. Estes constrangimentos consistem na introdução de medições externas de humidade na tomografia GNSS, de modo ultrapassar os condicionamentos do sistema de equações tomográfico e consequentemente auxiliar na determinação de uma solução tridimensional do vapor de água mais próxima da realidade. É investigada a inclusão na tomografia GNSS de medições de sondas meteorológicas e de imagens de satélites de observação da Terra, com origem em técnicas distintas como a interferometria SAR e o processamento de produtos provenientes de sensores multiespectrais como o MODIS (*Moderate-resolution imaging spectroradiometer*) ou o AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*).

Os lançamentos de radiossondas fornecem ao sistema informação sobre a distribuição vertical observada ao longo da troposfera, enquanto as aquisições de imagens de satélite introduzem um

constrangimento espacial horizontal através da elevada densidade dos píxeis das suas medições integrais de refratividade húmida. A introdução destas medições meteorológicas externas e independentes no sistema tomográfico impõem um constrangimento temporal na solução tridimensional da humidade, de forma que uma serie de soluções contínuas da tomografia GNSS seja estabilizada e condicionada com esta informação adicional, à medida que as medições são adquiridas ao longo do tempo.

A implementação de um sistema de processamento de dados em tempo real para a realização da tomografia GNSS com a aplicação destes constrangimentos poderá fornecer um conjunto de mapas 3D da distribuição da humidade de forma contínua e com um detalhe que presentemente não é possível de obter com nenhum outro método de observação. Esta informação é do maior interesse para comunidade meteorológica, onde a sua introdução nos modelos numéricos de previsão em tempo real (*nowcasting*) certamente melhorará a precisão na previsibilidade do estado do tempo, em particular da precipitação e até de eventos meteorológicos extremos.

A aferição da qualidade dos mapas 3D da refratividade obtidos utilizando esta técnica é realizada através da comparação de medidas meteorológicas adquiridas no interior da área da solução da tomografia. São usados sensores ou metodologias independentes como a aquisição de perfis atmosféricos a partir de radiossondagens ou simulações da atmosfera determinadas através do processamento de modelos WRF. Uma série de experiências foram desenvolvidas a partir do processamento de dados GPS de uma rede de estações permanentes localizada na região da Grande Lisboa, que permitiu a aplicação da técnica da tomografia GNSS. Imagens InSAR, MODIS e AIRS, localizadas sobre a área definida para realizar a tomografia, foram reunidas para aplicar os constrangimentos espaço-temporais ao sistema de equações.

### 1.3. Estado de arte da tomografia GNSS

As técnicas tradicionais de medição do vapor de água não permitem simultaneamente a observação de forma precisa e a uma escala regional das suas variações (Lutz et al., 2010). O surgimento da tomografia por GNSS permitiu ultrapassar esta limitação (Flores et al., 2000) e presentemente continua a ser uma das técnicas mais promissoras para estimar a distribuição do vapor de água na atmosfera em 4 dimensões (as 3 direções espaciais mais a temporal) (Perler et al., 2011). As observações oblíquas SWD, que são os dados de entrada para a tomografia, são obtidas a partir de perfis integrais de vapor de água determinados previamente do processamento de dados GPS (Braun et al., 2001). Este procedimento foi popularizado como meteorologia GPS (Bevis et al., 1992), e tem vindo a afirmar-se nos últimos anos como uma técnica de observação válida para monitorizar as variações do vapor de água através de perfis integrados (Rocken et al., 1995; Tregoning et al., 1998; Elosegui et al., 1998; Ruffini et al., 1999; Champollion et al., 2004; Bock et al., 2007; Jin et al., 2007; Ortiz de Galisteo et al., 2014). Estas medidas integrais são estimadas com uma precisão muito semelhante às observações por meteorológica clássica como radiossonda, radiómetro, lidar ou radar (Bevis et al., 1992; Tregoning et al., 1998; Bock et al., 2004; Snajdrova et al., 2006; Steigenberger et al., 2007; Champollion et al., 2009; Teke et al., 2011). Diversos institutos já processam continuamente estes parâmetros atmosféricos GPS de forma rotineira, disponibilizando-os de forma gratuita (Steigenberger et al., 2007; Jin et al., 2009; Byun e Bar-Sever, 2009). Outra aplicação meteorológica GPS são os mapas horizontais 2D construídos a partir da interpolação espacial dos perfis de vapor de água integrado, onde a sua análise já provou ser importante para avaliar as variações espaciais no seu comportamento, permitindo o estudo de diversos fenómenos meteorológicos locais (Bock et al., 2004; Champollion et al., 2004; Bastin et al., 2007; Champollion et al., 2009; Van Baelen et al., 2011; Labbouz et al., 2013; Brenot et al., 2014).

A meteorologia GPS desenvolveu-se a partir da necessidade de melhorar a precisão das medidas geodésicas, com aplicação por exemplo em estudos da deformação da crosta terrestre, que consequentemente são conseguidas a partir de uma estimação precisa dos efeitos atmosféricos provocados pelo conteúdo de vapor de água. A necessidade da determinação conjunta das anteriores componentes com elevado nível de precisão favoreceu o desenvolvimento da técnica de medição dos efeitos atmosféricos através do GPS (Hirahara, 2000; Bender et al., 2011a). O potencial da meteorologia GPS deu origem a diversos estudos que exploram a sua aplicabilidade em modelos de previsão numérica (Haase et al., 2003; Brenot et al., 2006; Yan et al., 2009; Karabatic et al., 2011; Bosy et al., 2012; Rohm et al., 2014a). A assimilação de dados meteorológicos obtidos através do processamento GPS em modelos NWP já demonstrou que é possível melhorar a previsão de eventos severos de chuva (Vedel et al., 2004; Cucurull et al., 2004) até mesmo a uma escala de convecção meteorológica (Yan et al., 2009). A assimilação de medições integrais de atraso oblíquo provenientes do GPS também já foi testada, apresentando resultados bastante promissores (Eresmaa e Jarvinen, 2006; Haan e Van der Marel 2008; Bauer et al., 2011). A estimação dos valores SWD obtidos do GPS já foi validada através da comparação com medições obtidas a partir de instrumentos meteorológicos como o radiómetro e modelos numéricos, onde foram observados desvios na ordem de alguns milímetros (Ware et al., 1997; Braun et al., 2001; Yunchang et al., 2006), mesmo para ângulos de elevação pequenos (Van Baelen et al., 2005; Eresmaa e Jarvinen, 2006; Haan e Van der Marel, 2008; Bender et al., 2008).

A tomografia GNSS nasceu do desenvolvimento e aperfeiçoamento destas aplicações meteorológicas. Um dos fatores de maior contributo foi o crescimento rápido da densidade de estações GNSS com uma distribuição geográfica homogênea em algumas regiões do globo, motivada por estudos de geodinâmica que têm potenciado a oportunidade de explorar a sua larga quantidade de séries de dados adquiridos ao longo de vários anos. O rastreamento contínuo da atmosfera através das observações oblíquas abriu a oportunidade de se observar o conteúdo local do vapor de água e estudar o seu comportamento espacial e temporal, através da implementação da técnica da tomografia GNSS (Gradinarsky e Jarlemark, 2002; Bastin et al., 2007; Bender et al., 2011a). A técnica da tomografia de um modo genérico pode ser definida como a reconstrução de uma imagem 3D a partir de um elevado número de observações integrais que rastreiam o objeto que se quer modelar, aplicando para tal a teoria do problema inverso (Menke, 2012). Esta técnica é bastante utilizada em várias áreas tão distintas como a medicina, para observar por exemplo regiões do corpo humano sensíveis ou inacessíveis como o cérebro, ou como a sismologia, para observar por exemplo os efeitos de um sismo na estrutura do interior da Terra (Gradinarsky e Jarlemark, 2002; Champollion et al., 2005; Rohm e Bosy 2009).

O problema proposto pela tomografia GNSS pode ser aproximado por diversas metodologias de resolução de equações. A mais utilizada baseia-se na formulação discreta da teoria do problema inverso utilizando a aplicação dos mínimos quadrados generalizados (*damped least squares*), que é um método muito popular na tomografia sísmica (Menke, 2012). Uma série de estudos têm sido desenvolvidos nos últimos anos onde se tem provado que é possível aplicar técnicas de tomografia GNSS para obter representações do vapor de água troposférico com uma boa resolução. As primeiras experiências da tomografia utilizando dados GNSS são realizadas para gerar mapas tridimensionais da ionosfera, em que é medido o conteúdo total de eletrões (Rius et al., 1997; Ruffini et al., 1998). A aplicação da tomografia para observar a troposfera requer um refinamento da técnica, utilizando redes de estações de maior densidade espacial para medir a alta variabilidade espaço-temporal do vapor de água (Flores et al., 2000). Uma das alterações cruciais é a introdução de constrangimentos para inverter o sistema de equações devido ao problema mal colocado (*ill-posed*) ou indeterminado, que resulta do preenchimento não ótimo das camadas menos elevadas da grelha 3D (Flores et al., 2000).

Flores et al. (2000) apresentam um método baseado na decomposição do valor singular aplicado a uma rede de 16 estações de mesoescala no Havaí, utilizando constrangimentos verticais e horizontais no sistema de equações, incluindo nas observações os resíduos do ajustamento e gradientes horizontais, aplicando no final um filtro de Kalman para mitigar as variações temporais. Os gradientes horizontais são introduzidos para ter em conta a anisotropia da troposfera (Chen e Herring, 1997). Foi demonstrado que o modelo consegue resolver anomalias na troposfera até aos 4 quilómetros de altitude, com gradual perda na precisão da reconstrução a partir dos 600 metros. Este método foi testado com um conjunto de estações reduzida noutra região recorrendo a dados meteorológicos de radiossonda e NWP para validação, tendo sido observada uma boa concordância entre os resultados (Flores et al., 2001). Outro método semelhante mas mais simplificado é apresentado na mesma altura por Hirahara (2000), também com resultados satisfatórios. Seko et al. (2000) apresentam também uma aplicação preliminar da tomografia GPS, recorrendo a médias verticais e horizontais entre vóxeis e incluindo também as medidas integrais GPS, onde um sistema de precipitação de mesoescala no Japão é avaliado e são obtidos resultados semelhantes a simulações NWP. Neste método é adotada uma grelha tomográfica móvel para seguir a tempestade, baseada na velocidade horizontal média do vento.

A aplicação da teoria Bayesiana permite a introdução de um estado da refratividade de partida e de matrizes de covariância do erro (Foelsche e Kirchengast, 2001). Esta aproximação é testada em simulações de dados como a atmosfera padrão, perfis de radio-ocultação e modelos numéricos ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), sendo também verificada que a introdução de medições GPS integrais no sistema diminui consideravelmente o erro na solução. A rede de estações no Havaí processada por Flores et al. (2000) é utilizada novamente para testar uma aproximação da tomografia com observações de diferenças duplas em vez dos SWD, ou seja, a diferença nas medições entre um par de estações e um par de satélites, eliminando logo à partida o erro dos relógios (Troller et al., 2002). São também adicionados os respetivos resíduos. Constrangimentos são introduzidos na grelha 3D, como a atribuição de valor nulo aos vóxeis no topo superior e a análise da diferença esperada para valores da refratividade entre vóxeis vizinhos com base na distância. A validação com radiossondas mostra um resultado razoável, não conseguindo resolver a elevada variabilidade do seu perfil vertical. Gradinarsky e Jarlemark (2004) refinam o programa de Flores et al. (2000) usando um filtro de Kalman melhorado, introduzindo na covariância *a priori* informação meteorológica baseada em dados anuais de radiossondagem e removendo os constrangimentos das médias dos vóxeis.

Champollion et al. (2005) utiliza a formulação da teoria Bayesiana (Foelsche e Kirchengast, 2001) para testar um modelo tomográfico através de uma experiência de adensamento de uma rede GNSS em Marselha durante 2 semanas, sendo composta por 17 recetores numa região de mesoescala. A configuração da rede permite aplicar a tomografia GNSS em condições quase ideais (uma estação por coluna de vóxeis). São utilizadas observações SWD considerando o gradiente horizontal, iniciando a solução com um perfil de atmosfera padrão. Ao contrário dos estudos anteriores, as observações SWD que atravessam para o exterior da grelha 3D são consideradas (e não removidas) através da aplicação de um conjunto de vóxeis fronteiros mais extensos, garantindo que o SWD se mantenha no interior do modelo. As comparações com sondas mostram uma coerência bastante boa na solução, com exceção de intrusões mais intensas verificadas na troposfera média. Troller et al. (2006a; 2006b) apresentam uma versão refinada do seu programa de tomografia GNSS (Troller et al., 2002), onde a técnica é aplicada pela primeira vez a uma escala regional recorrendo uma rede de estações permanentes ocupando o país inteiro da Suíça (30 recetores). Uma solução *a priori* determinada a partir de uma rede densa de estações meteorológicas para constranger os vóxeis até aos 2 quilómetros de altitude, demonstra uma melhoria clara dos resultados comparando com perfis de radiossondagem e soluções de NWP.

Um método utilizando as medidas de fase GPS diretamente no sistema de equações da tomografia é testado em simulações (Nilsson e Gradinarsky, 2006), utilizando os constrangimentos de Flores et al. (2000) e o filtro de Kalman de Gradinarsky e Jarlemark (2004). A vantagem é a diminuição considerável do erro que é introduzido no sistema com a inclusão de observações SWD de elevação baixa, mas com o custo de ser necessário considerar os erros do relógio dos recetores e dos satélites na estimação da refratividade húmida dos vóxeis. Os testes de sensibilidade deste modelo demonstram que o erro e o número das observações, a resolução da grelha, o número de estações e a sua distribuição tanto em planimetria como em altitude, são fatores cruciais para a precisão obtida na solução do vapor de água. Bender e Raabe (2007) utilizam também simulações para quantificar os requisitos mínimos de configuração de uma rede GNSS a aplicar na tomografia, analisando a intersecção das observações nos vóxeis da grelha e a respetiva resolução vertical e horizontal do modelo. Uma versão melhorada do programa de Champollion et al. (2005), incluindo inicialização e estabilização da solução no tempo com filtro de Kalman e incluindo também informação de perfis verticais de radiossondagem, permitiu um estudo detalhado do comportamento do vapor de água em mesoescala (Bastin et al., 2007). Os resultados da tomografia GPS foram analisados com informação meteorológica complementar (vento), permitindo descrever fenómenos meteorológicos locais como a brisa marítima e continental, demonstrando que mesmo na mesoescala o vapor de água pode ter um comportamento altamente variável. Champollion et al. (2009) aplica esta versão da tomografia a uma área regional nos Estados Unidos com 25 estações para avaliar um caso de estudo de convecção atmosférica (que desencadeou precipitação severa), sendo efetuada a validação com perfis lidar, radar e sondas, juntamente com a avaliação meteorológica recorrendo a produtos como imagens 2D provenientes do radar e de satélite.

Rohm e Bosy (2009) apresentam o método da pseudo-inversa Moore-Penrose que estima uma matriz de covariâncias com base em técnicas de decomposição em valores singulares. O único constrangimento adicionado é a média pesada da refratividade dos vóxeis vizinhos em cada camada vertical com base no inverso da distância. Valores integrais do SWD que atravessem a área da grelha 3D lateralmente e não pelo topo, são corrigidos com um modelo que permite estimar o atraso troposférico oblíquo a partir de qualquer ponto (Leandro et al., 2008). O programa é validado com dados reais localizados na Polónia, estudando a circulação do ar numa região montanhosa e comparando os resultados da tomografia com dados NWP (Rohm e Bosy, 2011). Outro estudo a uma escala ainda maior abrangendo a área total da Alemanha (270 estações processadas em tempo quase real) é apresentado por Bender et al. (2009), onde é adotada uma estratégia diferente de resolução do sistema das equações recorrendo a técnicas de reconstrução algébrica (Bender et al., 2011a). Esta técnica dispensa a inversão da matriz e utiliza algoritmos de resolução rápida e eficiente para gerir o enorme número de observações SWD, mas necessita de uma primeira solução de boa qualidade para inicializar a grelha 3D, para além dos resultados serem dependentes da afinação de um parâmetro de relaxamento. A técnica não dispensa a introdução de constrangimentos na tomografia, e a solução *a priori* é definida a partir da interpolação de medidas meteorológicas de estações sinópticas interpoladas para a grelha e extrapoladas verticalmente seguindo um perfil de atmosfera padrão.

Uma combinação do método de obtenção de uma matriz inversa generalizada inicial aplicando técnicas de decomposição do valor singular, é testada juntamente com a refinação da solução através de técnicas de algoritmos de reconstrução algébrica (Notarpietro et al., 2011). É implementado um método para corrigir os raios que atravessam as fronteiras laterais da grelha 3D utilizando um modelo NWP. Perler et al. (2011) propõem uma versão melhorada do seu *software* (Troller et al., 2006b) mas com uma parametrização de vóxeis aproveitando os 8 cantos de cada caixa através da aplicação de técnicas de interpolação linear ou *spline*, que consequentemente aumenta o número de parâmetros a determinar mas diminui a influência da discretização dos vóxeis e o peso dos constrangimentos entre os mesmos. Simulações com a introdução de anomalias no perfil atmosférico mostram uma maior capacidade de

reconstrução dessas perturbações de maior intensidade, mesmo aumentando a resolução vertical da grelha. Bender et al. (2011b) apresentam uma simulação sobre a rede de estações GNSS na Alemanha, incluindo dados GLONASS e Galileo, sendo observada uma grande melhoria na cobertura espacial dos vóxeis, possibilitando no futuro uma melhor qualidade na reconstrução do vapor de água troposférico e também uma melhoria na resolução do modelo tanto espacial como temporal.

Foi proposta por Rohm (2012) uma caracterização da incerteza da solução obtida na tomografia analisando todos os fatores que poderão influenciar o erro na observação SWD (ZTD, pressão atmosférica, centro de fase de antena do recetor, altitude, elevação do satélite, função de mapeamento e temperatura). É também observado que esta incerteza depende da configuração da grelha em relação à distribuição da rede de estações. Uma boa configuração resulta numa precisão média de cerca de 3 mm/km de refratividade húmida ou 0.5 hPa de pressão parcial do vapor de água em cada vóxel. O mesmo autor (Rohm, 2013) propõe um método onde observações SWD em épocas consecutivas de várias horas são agrupadas, sendo calculados os seus valores diferenciais durante um intervalo de tempo, com o objetivo de remover os constrangimentos do sistema de equações tomográfico. Os testes com simulações mostram bons resultados mas o método não é significativo na monitorização das variações do vapor de água num curto espaço de tempo.

Por outro lado, a inclusão de observações SWD extra GPS parece ser mais uma metodologia mais razoável para estudar o comportamento do vapor de água, como foi testado por Xiaoying et al., (2014a) onde os dados do sistema GNSS BeiDou foram pela primeira vez incluídos com os dados GPS para gerar mapas tomográficos 3D através de simulações. Adavi et al. (2014) apresentam um método para resolver o sistema baseado no algoritmo de Landweber, incluindo estações virtuais do tipo VRS (*Virtual Reference Station*) de forma a estudar a localização e o número mínimo de estações adicionais para minimizar os vóxeis vazios e inverter o sistema sem a inclusão de constrangimentos adicionais. Estas estações VRS são constrangidas espacialmente às estações permanentes, amplificando o erro global da rede.

Como relatado nos vários exemplos da tomografia com GNSS aqui apresentados, a comparação das soluções tomográficas com as características tridimensionais do vapor de água medidas por outras técnicas apresentam resultados na maioria dos casos satisfatórios e em alguns deles muito promissores. Para além dos estudos detalhados anteriormente, um número considerável de experiências aplicando a técnica da tomografia GNSS tem vindo a ser explorada nos últimos anos, com pequenas variações ou acrescentos às metodologias já enunciadas: aplicações ou variações do programa do Flores (Gradinarsky e Jarlemark, 2002; Braun e Rocken, 2003; Bi et al., 2006), do programa do Troller (Lutz et al., 2010; Manning et al., 2012; Zhang et al., 2015), do programa do Champollion (Bastin et al., 2005; 2007; Brenot et al., 2014), do programa do Bender (Van Baelen et al., 2011; Shangguan et al., 2013), e outros trabalhos realizados de forma independente dos anteriores (MacDonald et al., 2002; Noguchi et al., 2004; Seko et al., 2004; Nicholson et al., 2005; Skone e Hoyle, 2005; Yunchang et al., 2006; Nilsson et al., 2007; Bosy et al., 2012; Labbouz et al., 2013; Xia et al., 2013; Xiaoying et al., 2014b; Chen e Liu, 2014; Rohm et al., 2014b; Adavi et al., 2015; Aranzulla et al., 2015).

Muitos dos estudos enunciados anteriormente demonstraram também a utilidade da técnica da tomografia GNSS no estudo de vários fenómenos da meteorologia como a brisa marítima e terrestre (Champollion et al., 2005; Bastin et al., 2005; 2007; Rohm e Bosy, 2011), precipitação severa (Seko et al., 2000; Bi et al., 2006; Van Baelen et al., 2011; Manning et al., 2012) e até eventos convectivos de escala reduzida (Champollion et al., 2009; Zhang et al., 2015). A razão pela qual a informação 4D do vapor de água fornecida pela tomografia GNSS não tem sido utilizada em institutos de meteorologia, por exemplo através do desenvolvimento de métodos para assimilação da informação 3D da humidade nos seus modelos NWP, pode dever-se a um conjunto de limitações na realização da técnica. A dependência entre a configuração horizontal da grelha tomográfica e a distribuição geográfica da rede estações é uma forte

limitação na aplicabilidade da técnica. O número de SWD que percorram a grelha deve ser suficientemente abrangente para garantir a estabilidade da inversão das equações e consequente obtenção de soluções viáveis. A necessidade de introdução de constrangimentos na maior parte da configuração dos sistemas tomográficos pode criar artefactos que podem não corresponder ao estado real da troposfera. Outra característica muito relevante para a obtenção de medições precisas é a necessidade da introdução no sistema de uma solução *a priori* próxima do estado real da atmosfera, ou seja, com uma precisão inicial satisfatória, o que nem sempre é possível de realizar para uma determinada região.

Tendo em consideração todas estas limitações é importante aperfeiçoar a robustez do modelo tomográfico GNSS, melhorando o preenchimento dos vóxeis e aplicando técnicas para diminuir a sua dependência dos constrangimentos introduzidos no sistema (Perler et al., 2011; Rohm 2013). Estes fatores podem ser ultrapassados fornecendo mais observações ao sistema de equações, quer pela introdução de mais estações na rede de modo a melhorar a sua densidade espacial, quer pela introdução de observações GNSS provenientes de outros sistemas. Contudo, a primeira hipótese tem custos acrescidos (instalação e manutenção de estações no terreno) e a segunda depende da disponibilidade dos futuros sistemas GNSS ao qual também acresce o custo de modernização dos recetores e antenas para captar os novos sinais. A configuração ótima de uma rede GNSS em mesoescala deverá ser suficiente para fornecer um conhecimento detalhado do conteúdo de vapor de água e em particular observar uma grande variedade de fenómenos meteorológicos como precipitação convectiva, precipitação estratiforme, zonas secas com favorecimento de evaporação, intrusões de ar seco ou húmido ou a presença de “blobs” de vapor de água (Brenot et al., 2014). A precisão da solução 4D do vapor de água deve ser avaliada tendo em conta todos os aspetos limitativos da técnica, para que esta informação possa ser utilizada como ferramenta de previsão meteorológica e permita também a assimilação destas medições em modelos NWP, de modo a contribuir para uma melhor cobertura das medidas de humidade introduzidas no modelo, melhorando a previsibilidade nos eventos onde a dinâmica do vapor de água tem um papel mais influente. Deste modo uma discussão mais intensa e próxima com a comunidade meteorológica é necessária para investigar métodos eficientes de assimilação da tomografia GNSS nos NWP (Rohm et al., 2014a).

### 1.4. Enquadramento do trabalho

Nesta secção será apresentado um resumo das tarefas mais importantes realizadas para atingir os objetivos propostos nesta dissertação. Para alcançar com sucesso o objetivo principal definido para a tese, que é a estimação do conteúdo tridimensional do vapor de água recorrendo à técnica da tomografia GNSS juntamente com a inclusão de medições de alta resolução espacial provenientes da técnica InSAR, uma série de passos intermédios com mais ou menos influência no objetivo principal foram sendo realizados ao longo do período curricular. Todos os pontos aqui enunciados serão detalhados ao longo do desenvolvimento dos temas deste documento. O grosso do trabalho tem como base o processamento de dados a partir de uma rede de estações GNSS, onde é observada uma boa distribuição espacial existente na região da Grande Lisboa e Vale do Tejo. Foi utilizado o *software* GAMIT/GLOBK (Herring et al., 2010) ao longo de vários períodos de dados GPS para calcular as componentes de atraso troposférico necessárias para se obterem dados de entrada para a tomografia GPS. Um esquema de processamento atmosférico em janela temporal deslizante foi implementado para melhorar a precisão dos parâmetros meteorológicos obtidos do programa, que foram validados através de medições de radiossondagem. Uma série de períodos de ocorrência de chuva intensa foram escolhidos, com base na série temporal de dados de precipitação horária acumulada da estação meteorológica do Instituto Dom Luiz (IDL) (ou Geofísico) localizada no centro de Lisboa, com a finalidade de estudar o comportamento do atraso GPS com a ocorrência e



intensidade da precipitação. O resultado deste estudo foi apresentado e submetido no formato de artigo de conferência numa primeira fase nacional (Benevides et al., 2013a) e numa segunda fase numa internacional (Benevides et al., 2013b). Um estudo mais aprofundado destas características foi publicado numa revista internacional no formato de artigo científico (Benevides et al., 2015a). É observada uma maior probabilidade de ocorrência de chuva quando existe um comportamento de crescimento rápido e intenso do sinal do PWV, antecedido de um decréscimo brusco do mesmo coincidente com o desencadear de chuva intensa na região. Contudo é verificado que nem todas as ocorrências deste padrão de comportamento resultam em chuva torrencial, através de um simples algoritmo de previsão a 6 horas, em que é registada a maioria dos eventos de chuva intensa mas também um número alto de falsos alarmes. Este estudo reforçou a ideia de que os dados GPS em combinação com os meteorológicos, mesmo apenas medindo perfis integrais do vapor de água no tempo, podem fornecer informação adicional para a previsão de eventos meteorológicos severos e melhorar os modelos numéricos já existentes, em particular no *nowcasting* da previsão de chuva.

Numa segunda fase do trabalho de doutoramento foi submetido um artigo em revista científica internacional (Benevides et al., 2014), onde foi pela primeira vez abordada a temática da tomografia GNSS aplicada aos dados de Lisboa. Foi desenvolvido um programa para a realização da tomografia GNSS utilizando a linguagem de programação MATLAB. As equações relativas ao cálculo do atraso oblíquo, juntamente com os gradientes troposféricos e resíduos foram implementadas, permitindo a leitura automática dos dados GPS resultantes dos ficheiros de saída do programa GAMIT\GLOBK e posterior escrita dos ficheiros de entrada para a tomografia. Outro ponto importante do programa diz respeito à implementação de um algoritmo de varrimento (*ray tracing*) das observações oblíquas a partir das estações GNSS e determinação da posição e distância percorrida em cada uma das células da grelha tridimensional definida para o cálculo do mapa do vapor de água. Os limites horizontais e resolução da grelha (horizontal e vertical) foram definidos através de testes realizados com a extensão geográfica dos dados GNSS da região de Lisboa. A relação entre o espaço percorrido pelas observações oblíquas e o seu valor de atraso integral é materializada através de um sistema de equações linear também implementado no programa, que permite obter a solução do conteúdo médio do vapor de água na grelha tomográfica 3D. Uma série de constrangimentos são ainda contemplados para resolver o condicionamento do sistema de equações que resulta da limitação da geometria de aquisição das observações GPS em relação ao modelo definido. Os perfis de radiossonda existentes no interior da região da tomografia em Lisboa foram comparados com a imagem de vapor de água calculada nas soluções preliminares, sendo obtidos resultados bastante aproximados (Benevides et al., 2014). Durante o ano de 2013 foi ainda realizada uma experiência, baseada na metodologia descrita em Champollion et al. (2005), que consistiu no adensamento da rede GNSS em Lisboa durante duas semanas, através da instalação e monitorização de um conjunto de 8 estações em sítios estrategicamente escolhidos, juntamente com uma campanha de lançamento de radiossondas, de modo a permitir obter uma solução tomográfica mais precisa e estudar o fenómeno da circulação da brisa marítima que ocorre com mais proeminência no mês de julho. Esta tarefa foi realizada no âmbito do projeto SMOG e os resultados preliminares foram publicados apenas em 2015 numa conferência internacional em formato de póster (Benevides et al., 2015b), onde foi possível observar uma boa concordância entre os valores de vapor de água medidos pela tomografia e pelas sondas. Os detalhes técnicos do processamento GPS, implementação e realização da tomografia, e validação dos resultados serão desenvolvidos noutros capítulos ao longo deste documento.

A fase final do trabalho consiste no desenvolvimento de tarefas em que se procura explorar os resultados possíveis da tomografia GNSS efetuando simulações ou combinando dados externos. Entre estas tarefas é realizado o objetivo principal do tema proposto que consiste na introdução de dados de interferometria SAR no sistema de equações da tomografia GPS. Todos os detalhes sobre esta tarefa são apresentados e discutidos no capítulo 5. Parte deste trabalho foi também apresentado em formato de artigo

de revista internacional, cujo resultado já foi aceite, revisto e publicado *online* no jornal IEEE-TGRS (Benevides et al., 2016a). A conclusão principal do trabalho indica um claro benefício para a solução do vapor de água obtida pela tomografia GPS, quando se usam dados integrais de vapor de água medidos a partir do InSAR. Para além da tarefa já referida, foram apresentados alguns resultados preliminares numa conferência internacional em 2015, através de dois artigos onde são apresentados resultados preliminares sobre a temática da introdução dos dados InSAR (Benevides et al., 2015c) e uma simulação de dados Galileo combinada com dados GPS (Benevides et al., 2015d). O objetivo do último trabalho referido é avaliar a melhoria para a tomografia GNSS que é esperada para um futuro cenário em que seja possível processar dados GPS juntamente com Galileo. Este trabalho foi também submetido ao jornal IEEE-TGRS no final de 2015 (Benevides et al., 2016b) e muitos dos seus detalhes são complementados mais à frente no capítulo 7. Outro tema desenvolvido paralelamente e também publicado em artigo de conferência internacional consistiu na aplicação na tomografia GNSS de dados meteorológicos externos com origem em sensores multiespectrais da plataforma espacial MODIS (Benevides et al., 2015e). Duas deslocações por períodos de algumas semanas a Bari, Itália, no âmbito de um projeto bilateral (SBISCAM) permitiram a cooperação do colega Giovanni Nico no desenvolvimento de alguns dos temas anteriormente referidos.

### 1.5. Estrutura da dissertação

Nesta secção é descrita de forma sucinta o conteúdo de cada um dos capítulos definidos nesta dissertação. No presente capítulo 1 é descrita a motivação do trabalho aqui apresentado, o seu objetivo principal e outros secundários, seguido de um compêndio relativo ao passado, presente e futuro da técnica de tomografia GNSS, terminando com o enquadramento do trabalho onde se faz uma descrição resumida das tarefas mais importantes realizadas durante os 4 anos de trabalho de doutoramento, incluindo os artigos científicos publicados. No capítulo 2 é realizada uma descrição teórica procurando abordar os fundamentos mais importantes relacionados com a tomografia GNSS. São descritos os conceitos de propagação do sinal eletromagnético na atmosfera, as técnicas de medição do vapor de água, as características do sinal GNSS incluindo o GNSS meteorológico e o processamento de dados GPS, a descrição da tomografia GNSS e dos respetivos dados de entrada e finalmente algumas noções sobre a interferometria SAR.

No capítulo 3 é introduzida a descrição dos dados utilizados e a forma como é configurada a implementação da tomografia GNSS, a sua resolução espacial e temporal e a introdução de constrangimentos. São também apresentados os detalhes do processamento GPS e a metodologia de validação dos resultados da tomografia através do tratamento de dados meteorológicos provenientes de perfis verticais como radiossondas, ou de modelos numéricos meteorológicos. No capítulo 4 é apresentado um estudo que avalia a capacidade do sinal GPS funcionar como uma ferramenta auxiliar para estudar ou até mesmo prever a precipitação. Um ciclo anual de dados do sinal GPS é analisado em detalhe. Um algoritmo linear é desenvolvido a partir da análise contínua do sinal GPS de uma estação, para tentar prever a ocorrência de chuva em função de dados meteorológicos medidos localmente.

No capítulo 5 é apresentada e discutida a experiência de introdução de dados meteorológicos diferenciais medidos a partir de um interferograma SAR, que motiva alterações na implementação do sistema de equações da tomografia. No capítulo 6 é apresentado um estudo semelhante de introdução de dados externos na tomografia GNSS, mas neste caso utilizando imagens de vapor de água absoluto obtidas dos dados espaciais MODIS.

Uma experiência de simulação de dados GPS e Galileo, exibida no capítulo 7, revela os benefícios para a realização da tomografia GNSS na reconstrução 3D do vapor de água utilizando observações dos

dois sistemas GNSS em simultâneo. Testes feitos no perfil sintético de atmosfera utilizado na simulação, revelam algumas limitações da técnica. A introdução de mais estações GNSS, duplicando a densidade de recetores na grelha tomográfica, tem um efeito nas soluções mais forte do que a duplicação das observações SWD fornecida pelo sistema Galileo.

No capítulo 8 são apresentadas as conclusões gerais do trabalho e apresentadas várias sugestões de trabalho futuro que possam melhorar as soluções da técnica e a sua potencial aplicabilidade na área da meteorologia, particularmente no estudo ou melhoria da previsão dos eventos meteorológicos de mesoescala.

Em anexo são apresentados vários testes de sensibilidade aos parâmetros que se podem definir na realização da tomografia GNSS, como a resolução espacial e temporal da grelha, a inclusão de gradientes e resíduos e as diferentes soluções iniciais que se podem introduzir no sistema de equações tomográfico.

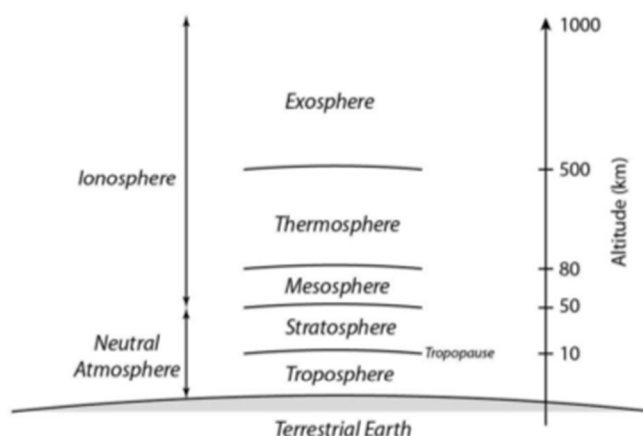


## Capítulo 2

### Enquadramento

#### 2.1. Propagação do sinal eletromagnético na atmosfera

O vapor de água é um dos constituintes mais importantes da atmosfera desempenhando um papel crucial na dinâmica dos processos meteorológicos. A quantificação do vapor de água com exatidão é um fator chave para se obter um melhor conhecimento do ciclo hidrológico entre a atmosfera, o oceano e o continente (Miranda, 2001). A quase totalidade do vapor de água está distribuída pela troposfera terrestre (99%) onde acontecem os fenómenos meteorológicos mais importantes, mas cerca de 50% está concentrada na camada planetária limite (Hanssen, 2001; Manning et al., 2012). A sua distribuição vertical também está muito correlacionada com a variação da temperatura, devido à saturação da pressão do vapor de água. Esta ocorre quando a massa de ar a uma determinada temperatura não consegue captar mais vapor, o que resulta na sua condensação. A temperatura decresce com o incremento da altitude até chegar à tropopausa. A quantidade de vapor que a massa de ar consegue armazenar aumenta gradualmente com a temperatura e por este motivo o vapor de água encontra-se em maior concentração perto da superfície terrestre (Fry et al., 2010). Uma divisão simples da atmosfera pode ser considerada de acordo com as características teóricas deste trabalho. Na Figura 2.1 é apresentada esta categorização em função das características observadas em cada camada vertical que dependem da variação de temperatura e propriedades elétricas.



**Figura 2.1:** Divisão da atmosfera em altitude de acordo com as propriedades de cada camada vertical (Manning, 2013).

Na propagação dos sinais eletromagnéticos pela atmosfera interessa ter em conta uma divisão ainda mais simplista em função do comportamento do sinal ao longo do seu percurso, que consiste em considerar apenas a troposfera e a ionosfera. A velocidade de propagação ao longo do percurso do sinal eletromagnético pela atmosfera é variável dependendo do índice de refração de cada camada atmosférica. A diferença entre o tempo que o sinal eletromagnético leva a percorrer a distância entre o satélite e o recetor e o tempo que demoraria no vácuo é designado por atraso atmosférico. As propriedades dispersivas

da ionosfera permitem a estimação muito precisa do atraso, que depende da frequência do sinal emitido devido à densidade de elétrons do meio (Ruffini et al., 1998). A parte restante do atraso atmosférico é devida à propagação do sinal na atmosfera eletricamente neutra, mais precisamente na troposfera que é um meio não dispersivo para as frequências até aos 15 GHz, não dependendo das frequências do sinal emitido (Flores et al., 2000; Hofmann-Wellenhof et al., 2008). As diferenças de densidade verificadas ao longo da camada troposférica causam refração no sinal durante o seu percurso, que é dependente das variações locais de temperatura, humidade e pressão, provocadas em grande parte pelas propriedades do vapor de água (Thayer, 1974). Este fenómeno para além de diminuir a velocidade de propagação da onda causa um efeito de curvatura na trajetória do sinal (Bevis et al., 1992), que idealmente seria retilínea se o índice de refração no meio fosse igual a 1. Assumindo que a transmissão do sinal é realizada à velocidade da luz no vácuo e conhecendo a posição espacial dos pontos de emissão e receção, é possível determinar a distância extra ( $\Delta D$ ) que resulta da diferença de tempo entre o instante de receção da trajetória real ( $S$ ) que atravessou a atmosfera ( $t_2$ ) e o instante em que deveria ser recebido o sinal propagando-se à velocidade da luz ( $t_1$ ) através de uma trajetória ideal ( $S'$ ). A distância extra  $\Delta D$  é dada por:

$$\Delta D = c(t_2 - t_1) = \int_S \frac{c}{v} ds - \int_{S'} \frac{c}{c} ds' = \int_S nds - \int_{S'} ds' = \int_{S'} (n-1) ds' + \left[ \int_S nds - \int_{S'} nds' \right] =$$

$$10^{-6} \int_S N ds = \Delta N, \quad n = \frac{c}{v}, \quad N = 10^6 (n-1) \quad (2.1)$$

onde  $c$  é a velocidade da luz no vácuo,  $v$  a velocidade no meio,  $n$  representa o índice de refração,  $N$  a refratividade no meio,  $\Delta N$  representa o atraso troposférico observado no percurso do sinal eletromagnético  $S$ . A velocidade de propagação  $v$  numa trajetória ideal ( $S'$ ) é igual a  $c$ . O último termo na linha superior da equação 2.1 (entre parêntesis retos) corresponde ao efeito da curvatura, que normalmente é suficientemente pequeno para ser negligenciado (Bevis et al., 1992). Com esta consideração, o trajeto real  $S$  passa a seguir geometricamente o mesmo que o percurso da trajetória ideal  $S'$ , permitindo a integração de  $N$  ao longo da trajetória percorrida pelo sinal eletromagnético da fonte emissora. A refratividade  $N$  ao longo da troposfera é uma quantidade sem unidades que depende de características atmosféricas mensuráveis, podendo ser estimada por exemplo através da seguinte expressão (Thayer, 1974):

$$N = N_h + N_w + 1.45N_l + 0.69N_i = Z_h^{-1} \left( k_1 \frac{P_h}{T} \right) + Z_w^{-1} \left( k_2 \frac{ew}{T} + k_3 \frac{ew}{T^2} \right) \quad (2.2)$$

onde  $P_h$  é a pressão parcial do ar seco (hPa),  $T$  a temperatura do ar a uma altitude específica (K),  $ew$  a pressão parcial do vapor de água (hPa),  $Z_h$  e  $Z_w$  são o inverso da constante de compressibilidade para o ar seco e húmido respetivamente e  $k_1$ ,  $k_2$  e  $k_3$  são constantes empíricas da refratividade atmosférica. Estas últimas já foram avaliadas estatisticamente através de vários estudos existindo um conjunto considerável de valores que se podem adotar (Bevis et al., 1994; Brenot et al., 2006; Mateus, 2013). A refratividade pode ser separada em várias componentes, onde as duas principais são a hidrostática ou seca  $N_h$  (*dry* ou *hydrostatic* na literatura inglesa) e a não hidrostática ou húmida  $N_w$  (*wet* na literatura inglesa). As componentes  $N_l$  e  $N_i$  correspondem à porção líquida e sólida da refratividade que é causada pelos hidrometeoros em suspensão após a condensação do vapor de água, e é usualmente bastante pequena sendo na maior parte das vezes negligenciada (Flores et al., 2000; Brenot et al., 2006; Troller et al., 2006b; Mateus et al., 2013a). Contudo, em condições meteorológicas com presença de nuvens associadas à precipitação, a refratividade induzida por estas componentes pode chegar a 3.1 ppm (Hanssen, 2001). Alguns autores consideram ainda a componente da refratividade relacionada com os aerossóis (Solheim et al., 1999), mas a sua contribuição para o valor total foi avaliada como sendo ainda inferior à componente  $N_i$  (Mateus, 2013).

A componente hidrostática da refratividade está ligada ao efeito dos gases secos presentes na atmosfera (como o azoto, oxigénio e dióxido de carbono; mais detalhes em Mateus (2013)) podendo ser modelada com precisão recorrendo a modelos que têm em conta algumas constantes relacionadas com o vapor de água na atmosfera e apenas as variáveis pressão atmosférica à superfície e latitude do lugar (Davis et al., 1985). Cerca de 75% da componente hidrostática total é observada na troposfera (Bevis et al., 1992). A componente húmida é fortemente dependente do conteúdo de vapor de água atmosférico, sendo por esse motivo menos precisa e mais difícil de modelar, dada a sua alta variabilidade temporal e deficiência na sua observação (Bevis et al., 1994). Para se ter uma ideia da proporção das componentes, o conteúdo da componente da refratividade hidrostática representa em média uma percentagem não inferior a 90% do valor do atraso total, enquanto a componente húmida não ultrapassa geralmente os 10% (Bar-sever e Kroger, 1998).

## 2.2. Medição do vapor de água na atmosfera

Observações diretas do vapor de água existente na atmosfera através de medições de humidade em estações meteorológicas instaladas no terreno, ou seja representativas do clima local, apenas fornecem medidas à superfície. Por outro lado, os perfis verticais obtidos através de radiossondas, apesar de medirem com precisão e de forma quase contínua o conteúdo de vapor de água ao longo da troposfera, normalmente têm uma resolução temporal pobre devido aos custos elevados na operação de lançamento da sonda (resultando por exemplo em 1 a 2 lançamentos de balões por dia na zona de Lisboa). Estações de radiossondagem estão usualmente distanciadas entre si a centenas de quilómetros, impossibilitando a análise da variabilidade horizontal, acrescentando ainda o facto de a medição poder ocasionalmente ser influenciada pelas condições meteorológicas locais, em particular quando se verifica vento forte (Mateus et al., 2015). Outras técnicas de observação do vapor de água em perfil vertical ou oblíquo como fotómetro solar, espectrómetro IR, lidar ou o radiómetro micro-ondas, também são provenientes de tecnologia cara e estão apenas disponíveis em escassos locais do globo, não sendo eficientes para medir a variabilidade horizontal do vapor de água. Para além disso, as propriedades da frequência do sinal emitido são sensíveis ao conteúdo de água sólida ou líquida e consequentemente as medições estão condicionadas pelas condições meteorológicas na presença de nuvens ou precipitação (Bevis et al., 1992; Rocken et al., 1995; Ware et al., 1996; Wulfmeyer et al., 2015).

As técnicas de deteção remota que permitem realizar a medição do vapor de água na atmosfera a partir de diferentes sensores a bordo de satélites, tanto geoestacionários como de órbita polar, também são afetadas por limitações temporais e de resolução espacial. A maior incidência da primeira limitação é verificada nos satélites de órbita polar, onde o intervalo de revisita a uma determinada localização é consideravelmente longo (2 vezes por dia no caso do MODIS, satélite Terra), ao contrário dos satélites geoestacionários que podem ter uma frequência de observação de várias aquisições por dia, tipicamente 15 minutos com uma resolução espacial de alguns quilómetros (3 km do satélite Meteosat, da EUMETSAT) (Wulfmeyer et al., 2015). Os poucos satélites que conseguem obter medições de vapor de água ao longo da vertical (por exemplo o AIRS a bordo do satélite Aqua) têm normalmente uma resolução reduzida quando comparada com a radiossonda. Contudo a grande vantagem da aquisição desta informação por deteção remota é a elevada resolução espacial normalmente obtida neste tipo de produtos; por exemplo 5 km no MODIS e 25 km no sensor IASI (*Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*) do satélite Metop (Champollion, 2006; Camps-Valls et al., 2012), em que ambas podem abranger milhares de km<sup>2</sup> de área numa só aquisição. Todavia, muitas das frequências do sinal das bandas dos sensores instalados a bordo destes satélites (englobando as radiações visível, infravermelho e micro-ondas) são muito sensíveis ao

estado atmosférico regional, sendo particularmente afetadas em situações meteorológicas onde existe uma cobertura de nuvens. A qualidade do sinal é tanto menor quanto maior for o nível da cobertura de nuvens, para além de também poder ser afetada por erros de calibração (Ware et al., 1996). A variabilidade da vegetação e da humidade do solo no terreno também afeta diretamente a sensibilidade das medições de vapor de água obtidas por satélite, juntamente com a presença de partículas como os aerossóis que provocam dificuldades na sua identificação (Wulfmeyer et al., 2015).

As limitações verificadas na medição do vapor de água troposférico afetam grandemente a previsibilidade do estado do tempo nos NWP (Bevis et al., 1992). Consequentemente, a principal limitação destes sistemas de previsão é a insuficiente caracterização do conteúdo e comportamento do vapor de água tanto nas suas variações espaciais como temporais (Wulfmeyer et al., 2015). Particularmente no caso dos NWP de tempo quase real, as variações rápidas do conteúdo do vapor de água têm um papel crucial na precisão do modelo, criando dificuldades adicionais no estudo dos processos atmosféricos e na previsibilidade da ocorrência de precipitação (Cucurull et al., 2004). A elevada precisão na previsibilidade em situação meteorológica severa ainda é mais desejada em *nowcasting*, sendo fundamental para fornecer informação às autoridades responsáveis em situações de risco elevado, de modo a permitir acionar atempadamente alertas e a tomar medidas para minimizar os danos que possam eventualmente ser causados (Karabatic et al., 2011).

As medições mais precisas que são introduzidas neste tipo de modelos provêm na sua grande maioria de lançamentos de radiossondas, sendo limitadas na caracterização horizontal do vapor de água. Outras das medições que também são usualmente assimiladas nos modelos como os dados de satélite, radar ou perfis integrais GPS, também são afetadas por limitações como já foi descrito no início desta secção. As próximas gerações de modelos numéricos de previsão, que serão construídas com grelhas de resolução espacial inferior a um quilómetro, necessitarão de medições de vapor de água mais abrangentes e precisas de modo a cobrir de forma eficiente as variações espaciais e temporais desta variável, e consequentemente melhorar a previsão do tempo (Troller et al., 2006a; Bender e Raabe, 2007; Rohm e Bosy, 2009). Desta forma é desejável para a comunidade meteorológica um melhor conhecimento do estado tridimensional do vapor de água e da sua variabilidade.

A assimilação de informação tridimensional do vapor de água proveniente de soluções da tomografia GNSS nos modelos NWP, para além de proporcionar uma melhoria na precisão da previsão do tempo, permite compreender melhor a interação do campo do vapor de água com outras variáveis mensuráveis no modelo (dependentes do vento, da pressão ou da temperatura) (Wulfmeyer et al., 2015). Se o processamento tomográfico for reduzido para tempo quase real e o seu nível de precisão for aproximado às outras medidas assimiladas nos modelos, as soluções obtidas permitirão fornecer informação privilegiada sobre o estado do vapor de água na atmosfera, o que representará uma oportunidade para melhorar significativamente o *nowcasting*. Por outro lado, os resultados da refinação do campo de vapor de água através destas técnicas poderão permitir uma mitigação mais precisa dos efeitos atmosféricos presentes noutro tipo de técnicas como por exemplo imagens de deteção remota, onde é difícil separar a componente atmosférica das restantes componentes originárias de outras perturbações no sinal, como em interferogramas ou em imagens óticas multiespectrais (Nico et al., 2011; Mateus et al., 2013a).



### 2.3. GNSS meteorológico

Os dados GNSS tem vindo a afirmar-se nos últimos anos como uma alternativa válida para a medição da distribuição vertical do vapor de água integrado (Van Baelen et al., 2005). O sistema de navegação americano GPS é o maior responsável por esta contribuição. A partir de estações GPS instaladas à superfície da Terra é possível efetuar medições do vapor de água na troposfera. As maiores vantagens desta técnica de observação em relação aos métodos meteorológicos mais tradicionais são a possibilidade de adquirir medições em alta resolução temporal, de forma contínua e com elevada precisão. Para além disso, a emissão do sinal na banda L permite obter medições que praticamente não são afetadas pelas condições meteorológicas. A existência de estações GNSS instaladas no terreno permite baixar os custos de utilização para apenas a sua manutenção e alimentação energética. Este foi o fator chave para que a medição de perfis verticais meteorológicos através do GPS se difundisse em relação por exemplo a produtos semelhantes como o VLBI (*Very Long Base Interferometry*) que tem sensivelmente as mesmas vantagens de observação que a primeira. Porém, o VLBI é tecnologicamente menos prático devido a diversos fatores como a grande dimensão da antena, a complexidade na aquisição de dados, custo de instalação e manutenção de uma estação deste género, resultando num número reduzido de estações distribuídas pelo planeta comparativamente à densidade de sensores GPS (Snajdrova et al., 2006; Steigenberger et al., 2007).

As medições de radio ocultação proporcionadas pelas trajetórias de vários satélites de órbita terrestre baixa em combinação com o GPS, permitem também obter estimações do conteúdo de vapor de água com uma resolução vertical na ordem das centenas de metros (Manning et al., 2012). Contudo a sua resolução horizontal é reduzida a uma distribuição na ordem das poucas centenas de quilómetros (Wulfmeyer et al., 2015). A cobertura destas medidas na atmosfera é normalmente insuficiente para o estudo da meteorologia local, tanto temporalmente como espacialmente, porque dependem da localização relativa e instante do ocaso ou nascimento dos satélites, acrescentando o facto da geometria de linha de vista numa direção próxima da horizontal aumentar a curvatura do raio e potenciar o erro observado na medição (Ware et al., 1996; Lutz, 2008; Wulfmeyer et al., 2015).

Todos estes fatores impulsionaram a realização de diversos estudos onde se concluiu que a informação meteorológica obtida pelos sistemas GNSS, conhecida na literatura como meteorologia GPS ou GNSS (Bevis et al., 1992), pode dar um contributo positivo para a análise da atmosfera (Bevis et al., 1994; Baker et al., 2001; Vedel et al., 2004; Bock et al., 2007; Seco et al., 2012). Todavia a resolução espacial dos dados GPS é dependente da distribuição geográfica das estações no terreno, o que pode ser uma limitação se existir apenas uma estação para avaliar uma área extensa. Este fator representa uma desvantagem da técnica, apresentando uma menor resolução espacial comparando com os métodos usuais de observação por satélite. O facto de só possibilitar a obtenção de medições integrais do perfil do vapor de água através do processamento direto dos dados representa outra desvantagem relativamente à técnica de medição por radiossondagem, que permite a quantificação do vapor de água ao longo das altitudes do perfil vertical. Um processamento de dados rigoroso, com inúmeras hipóteses de parametrização e por vezes pesado e demorado, é normalmente um procedimento delicado que pode consumir tempo e recursos acrescidos quando a cadeia de processamento ainda não se encontra otimizada (Herring et al., 2010). Quando se obtém uma elevada precisão na determinação do posicionamento das estações e na estimação dos parâmetros troposféricos, os erros de processamento são apenas limitados às restantes fontes de erro da técnica GNSS (Tregoning e Herring 2006; Bender e Raabe, 2007) que serão discutidos na secção 2.5.1.

## 2.4. Caraterísticas GNSS

### 2.4.1. Características gerais sobre os sistemas de navegação

Os Sistemas Globais de Navegação de Satélites fornecem aos seus utilizadores informação para calcular com precisão a posição tridimensional, a velocidade e o tempo em qualquer localização da Terra. Esta informação é difundida sob a forma de sinais eletromagnéticos na frequência das micro-ondas, sendo a sua utilização principal a navegação, que foi popularizada pelo sistema americano GPS. Para além do GPS, existem também outros sistemas de navegação globais como o russo GLONASS (*Globalnaya navigatsionnaya sputnikovaya sistema*), o chinês BeiDou (*BeiDou Navigation Satellite System*) (também conhecido na literatura como *BeiDou-2* ou *Compass*), e o sistema europeu Galileo (denominado em homenagem a Galileo Galilei); e ainda os regionais QZSS (*Japanese Quasi-Zenith Satellite System*) operado pelo Japão e o indiano IRNSS (*Indian Regional Navigation Satellite System*). De uma forma geral os sistemas GNSS são fundamentais para o desenvolvimento de estudos em diversos ramos da ciência como a atmosfera e ciências espaciais, geofísica, hidrografia, oceanografia e até a biologia. Exemplos de sectores onde a sua aplicabilidade tem demonstrado enormes benefícios são a agricultura, construção civil, controlo de tráfego, transportes, navegação, telecomunicações, planeamento de emergências e até a segurança (Lutz, 2008; Manning, 2013). Neste trabalho os dados utilizados são adquiridos do sistema GPS juntamente com simulações de dados baseadas na configuração do sistema Galileo, e por isso será dado um destaque maior à caracterização técnica destes dois sistemas.

O primeiro satélite GPS operacional foi lançado em órbita da Terra em 1989. Apesar do GPS ter sido inicialmente desenvolvido para fins militares, rapidamente se percebeu que a utilização global da tecnologia seria benéfica em várias áreas de utilização civil. A transmissão do seu sinal foi limitada até maio de 2000, apesar do estado de total operacionalidade do sistema ter sido anunciado em 1995. Após este acontecimento verificou-se que a precisão obtida por um recetor GPS no posicionamento absoluto antes e depois desta data difere num fator de 10 (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). A total operacionalidade do sistema garante através da sua configuração geométrica, que pelo menos 4 satélites são observados em qualquer lugar do planeta e a qualquer instante, permitindo a estimação das correções de relógio entre os satélites e os recetores de forma a garantir a determinação da posição tridimensional do recetor com precisão. O sistema GPS pode ser dividido em três segmentos principais que são o espacial, o de controlo e o de utilização. O segmento de controlo é composto por uma estação principal, um conjunto de estações de monitorização e um conjunto de antenas instaladas no terreno. A sua função é monitorizar a órbita dos satélites e a determinação dos relógios e transmitir esta informação para os satélites. O segmento da utilização permite gerar o produto final da tecnologia, que é o posicionamento preciso, processando e descodificando a informação do sinal transmitida na atmosfera pelos satélites e recolhida no recetor GPS (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). O segmento espacial está naturalmente relacionado com a configuração geométrica dos satélites e dos sinais transmitidos, que serão detalhados na secção 2.4.2.

Como definido por Undertaking et al. (2008), o Galileo é o sistema GNSS europeu projetado pela União Europeia e pela ESA (Agência Espacial Europeia) para fornecer um serviço de posicionamento global sob controlo civil de elevada precisão, garantindo a interoperabilidade entre os existentes sistemas de posicionamento GLONASS e GPS. A grande diferença para os sistemas existentes é a garantia da manutenção dos serviços independentemente da existência de uma eventual crise militar, que pode levar a uma interrupção ou codificação temporária do sinal por parte da Rússia ou EUA devido à sua origem de carácter militar. A segmentação do sistema é semelhante à do GPS ou do GLONASS mas com o

acrescento da componente regional e local, que é formada por estações de controlo e monitorização independentes que permitem fornecer serviços adicionais em canal dedicado. O objetivo é facultar informação específica para aplicações como a aviação e navegação a certas nações ou regiões, e aumentar a precisão da informação em tempo real para serviços particulares como por exemplo aeroportos e portos, e serviços especiais relacionados com geociências e monitorização de estruturas (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

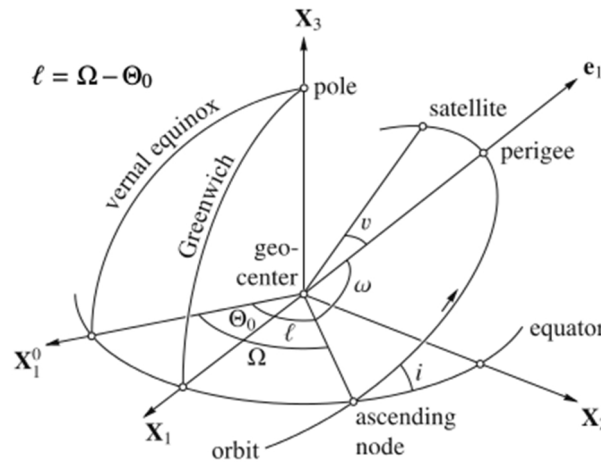
Atualmente nem o sistema BeiDou nem o Galileo estão na sua configuração final, estando o primeiro numa fase de cobertura eficiente do continente asiático e com 14 de 35 satélites totalmente operacionais, com uma previsão de cobertura global para o ano de 2020 (Li et al., 2015a). O sistema Galileo já tem presentemente 12 satélites ativos, o que já permite em algumas regiões do globo e durante um determinado período do tempo o cálculo do posicionamento terrestre. Consequentemente, a maioria dos recetores GNSS ainda não está preparada para receber os dados de todos os sistemas GNSS globais, necessitando de atualização tecnológica, o que indica que a técnica ainda tem muito espaço para evoluir nos próximos anos. (Montenbruck et al., 2014). Os sistemas GPS e GLONASS também têm vindo a ser modernizados através do lançamento de novos satélites tecnologicamente aperfeiçoados, equipados com capacidade de fornecer um sinal mais preciso e com menor ruído, indiciando uma melhoria futura da precisão de todas as observações GNSS (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

### **2.4.2. Segmento espacial: órbitas**

O segmento espacial dos sistemas GNSS assenta na configuração geométrica dos seus satélites. A definição das órbitas destes satélites é geralmente baseada na constelação de Walker. A informação dos elementos “keplerianos” definida a partir de um satélite base assente em cada plano orbital é propagada de forma a estabelecer o posicionamento e a velocidade dos outros satélites, que estão espaçados ao longo dos limites da eclíptica do plano orbital (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). A constelação de satélites GPS é formada por 24 satélites primordiais (27 após a modernização com vários satélites extra à configuração de Walker e ativos) distribuídos por 6 planos orbitais (pelo menos 4 por cada plano), com uma inclinação de 55 graus em relação ao plano do equador, onde cada satélite tem um período de revisita de 11 horas e 57.96 minutos (correspondente a 12 horas siderais) (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). O sistema Galileo foi projetado para ser composto por um total de 27 satélites (3 extra, 1 por cada plano) orbitando em torno de 3 planos (9 satélites por plano), com uma inclinação de 56 graus em relação ao equador, separados entre si por 120 graus e com um período de revisita de 14 horas e 4.75 minutos. Os satélites deste sistema estão uniformemente distribuídos ao longo do mesmo plano orbital. A altitude dos satélites do Galileo é estabelecida aproximadamente aos 29600 quilómetros em relação ao centro de massa terrestre, estando num plano de maior altitude em relação aos 26500 quilómetros do semieixo maior definido para o GPS (Undertaking et al., 2008).

O modelo de trajetória dos satélites GNSS é baseado nas leis de Kepler. Este modelo inclui elementos ou parâmetros chamados “keplerianos” que representam a informação posicional e a taxa de variação de um determinado instante em relação ao instante definido como de referência. Estes elementos são determinados recorrendo a um conjunto de equações que modelam as leis de Kepler, que podem ser consultadas em Hofmann-Wellenhof et al. (2008). São estimadas as coordenadas tridimensionais da órbita de cada satélite juntamente com variáveis de perturbação que se alteram ao longo do tempo. Os 6 parâmetros Kepler fundamentais que definem a elipse da trajetória do satélite são o semieixo maior, excentricidade, inclinação, ascensão reta do nodo ascendente, argumento do perigeu e a época da passagem do perigeu. A Figura 2.2 apresenta um esquema representando uma órbita kepleriana de um

satélite em referência ao posicionamento do centro de massa da Terra.  $\ell$  corresponde à ascensão reta,  $\Theta_0$  à rotação do ângulo em relação ao tempo sideral de Greenwich,  $v$  à anomalia verdadeira,  $\omega$  ao argumento do perigeu,  $i$  ao ângulo de inclinação e  $\Omega$  é a longitude ou ascensão reta do nodo ascendente.



**Figura 2.2:** Representação de uma órbita kepleriana de um satélite em relação ao centro de massa da Terra; adaptado de Hofmann-Wellenhof et al. (2008).

As perturbações são causadas pelas condições operacionais que afetam os satélites GNSS no seu meio envolvente, podendo ser gravitacionais com origem na atração solar e lunar e na forma elipsoidal da Terra; e não gravitacionais devido à pressão da radiação solar, atrito do ar, efeitos relativísticos, vento solar, campos magnéticos ou até mesmo emissões de gases e controlo de atitude do satélite (Hofmann-Wellenhof et al., 2008; Herring et al., 2010). No caso do GPS é usado um conjunto de dados de efemérides orbitais que toma em consideração os parâmetros “keplerianos” anteriormente descritos sendo referidos a uma determinada época temporal, e consequentemente válidos durante um determinado intervalo de tempo. Na Tabela 2.1 estão representados os elementos da efeméride GPS necessários para determinar com precisão a órbita de cada satélite, juntamente com uma pequena descrição e as unidades de entrada para as equações de Kepler (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

**Tabela 2.1:** Efeméride GPS composta por uma lista de elementos “keplerianos” e outros parâmetros juntamente com uma breve descrição. Um semicírculo corresponde a  $\pi$  radianos.

Parâmetro Orbital	Descrição	Unidades
$t_{oe}$	Referência temporal da efeméride	Segundo da semana
$a^{1/2}$	Raiz quadrada do semieixo maior	Metro
$E$	Excentricidade	-
$M_0$	Anomalia média no tempo de referência	Semicírculo
$\omega$	Argumento do perigeu	Semicírculo
$i_0$	Ângulo de inclinação no tempo de referência	Semicírculo
$\Omega_0$	Longitude do nodo ascendente no tempo de referência	Semicírculo
$\Delta n$	Variação do movimento médio (Precessão)	Semicírculo/Segundo
$\Delta i$	Variação do ângulo de inclinação	Semicírculo/Segundo
$\Delta \Omega$	Variação da ascensão reta	Semicírculo/Segundo
$Cuc, Cus$	Coeficientes de correção do argumento da latitude	Radiano
$Crc, Crs$	Coeficientes de correção do raio da órbita	Radiano
$Cic, Cis$	Coeficientes de correção do ângulo de inclinação	Radiano

Com a definição do modelo das órbitas as posições dos satélites são determinadas relativamente ao referencial tridimensional cartesiano referido ao centro da Terra, no datum de referência WGS84. Estas posições são referentes a um intervalo de tempo específico à época  $t$  relativamente ao intervalo de tempo

de referência da efeméride  $t0e$ . Desta forma as coordenadas dos satélites e os seus parâmetros são determinados tendo em conta um intervalo de tempo passado ( $tk$ ) a partir dos instantes das épocas:  $tk = t - t0e$ . O tempo de referência da efeméride  $t0e$  é representado no sistema de referência temporal GPST (GPS Time). O GPST é um referencial temporal contínuo relacionado com o referencial UTC (*Coordinated Universal Time*), sendo igual ao TAI (*Temps Atomique International*) menos 19 segundos no início da sua época inicial, que é definida às 0 horas do dia 6 de janeiro de 1980. Foi estabelecido que sempre que o módulo da diferença entre o TAI e o UTC fosse superior a 0.9 segundos, um número inteiro de segundos é adicionado ao UTC de modo a compensar o atraso na rotação da Terra e manter o tempo civil sincronizado com o dia solar médio. Desta forma a diferença entre o tempo GPS e o UTC é um número inteiro de segundos (*leap seconds*) adicionados ao UTC desde o começo da época inicial do GPS (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). O  $t0e$  é calculado em segundos de GPST contados do início da semana GPS, que é definida a partir das 0 horas de cada domingo. O valor máximo do  $t0e$  é então 604800 segundos e os ciclos de semanas GPS chegam a um valor máximo de 1024 devido a limitações de *bits* na mensagem de navegação, reiniciando a sua contagem em ciclos consecutivos. Por esta razão correções têm de ser aplicadas no início do  $tk$  quando os dados atravessam de uma semana para a seguinte.

A informação orbital pode ser adquirida em tempo quase real a partir de mensagens de navegação *broadcast* difundidas a partir dos satélites ou de dados de órbita pós processados com diferentes níveis de precisão (Herring et al., 2010). Os parâmetros das efemérides incluídos nas mensagens de *broadcast* são normalmente transmitidos pelo menos a cada duas a três horas, sendo válidos apenas durante um período até 4 horas após a sua difusão. A informação das efemérides *broadcast* inclui dados da órbita, saúde do satélite e termos de correção do relógio do satélite. Estes dados são determinados a partir de observações nas estações de monitorização do segmento de controlo GPS, onde um sofisticado filtro de Kalman é aplicado para estimar correções a esta informação. A estação de controlo principal é responsável pelo cálculo das efemérides e pelo envio da informação para os satélites (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Um ficheiro com esta informação pode ser gerado localmente em cada estação GPS. A NASA disponibiliza também um ficheiro de efemérides produzido utilizando estações distribuídas por todo o globo, resultando numa solução única de efemérides GPS para cada *doy* (*day of year*). A vantagem resulta na utilização de apenas um conjunto de dados compatível com qualquer estação, em vez de usar vários ficheiros de navegação redundantes.

No caso do sistema de navegação Galileo, como muitos dos satélites não se encontram presentemente a orbitar a Terra, os respetivos dados orbitais de efemérides não se encontram disponíveis. Em substituição das efemérides de precisão são então utilizados dados de almanaque com informação orbital dos satélites Galileo. Estes dados contêm informação *a priori* de menor precisão que é comumente utilizada em tarefas de planeamento de campanhas de observação onde se calculam mapas de visibilidade dos satélites (*skyplots*), com a finalidade de por exemplo avaliar a instalação de uma estação num determinado local (Constantinescu e Landry, 2005). Apesar dos dados almanaque possuírem informação menos precisa que as efemérides, os seus parâmetros são válidos durante um período mais longo de tempo, que pode chegar a vários dias. Contudo este fator implica uma diminuição da precisão no cálculo da órbita que se pode estender por vários quilómetros, dependendo do desvio em relação à época inicial dos dados do almanaque. Para a constelação de satélites Galileo foi estabelecido um almanaque com um conjunto inicial de parâmetros definidos pela ESA (Undertaking et al., 2008). Estes parâmetros iniciais são os mesmos descritos na Tabela 2.1 para o caso da efeméride GPS, exceto a variação do movimento médio  $\Delta n$ , variação do ângulo de inclinação  $\Delta i$  e todos os coeficientes de correção, sendo estes parâmetros tomados como nulos no sistema de equações keplerianas. No caso do GPS o respetivo almanaque é transferido para cada um dos satélites pelo menos uma vez a cada 6 dias.

Na Tabela 2.2 são apresentados os parâmetros orbitais almanaque definidos para o instante inicial da constelação Galileo (Undertaking et al., 2008). O início do tempo Galileo foi estabelecido às 0 horas do dia 22 de agosto de 1999, que também é um domingo, mantendo assim o módulo de contagem de semanas equivalente ao GPS. A contagem temporal segue o referencial definido como GST (*Galileo System Time*) que está sincronizado com o TAI (com um desvio constante de 19 segundos). Relativamente ao UTC, existe um desvio inicial de 13 segundos em relação à época inicial do Galileo, sendo adicionados periodicamente um número de *leap seconds*. As semanas em GST são numeradas até 4096 (4 vezes a semana GPS), iniciando como no GPST às 0 horas de cada domingo, mantendo também o mesmo número de contagem de segundos da semana. Na prática as referências temporais do Galileo e GPS estão praticamente sincronizadas, com um pequeno desvio na ordem de alguns nanossegundos (Hahn e Powers, 2005). As posições tridimensionais dos satélites Galileo são calculadas da mesma forma que as do GPS, utilizando os respetivos dados de entrada almanaque e dados de entrada efemérides (Tabela 2.1), mas no primeiro caso as equações de Kepler são simplificadas devido ao menor número de parâmetros existente no almanaque, como já foi referido anteriormente (Constantinescu e Landry, 2005).

**Tabela 2.2:** Almanaque com parâmetros orbitais Galileo definidos para o instante inicial da constelação: 0 horas de 22 de Agosto de 1999. Um semicírculo corresponde a  $\pi$  radianos.

Número do satélite por plano	$M_o$ (Graus)	$\Omega_o$ (Graus)
1 2 3 4 5 6 7 8 9 28	0 40 80 120 160 200 240 280 320 20	0
10 11 12 13 14 15 16 17 18	13.3 53.33 93.33 133.33 173.33 213.33	120
29	253.33 293.33 333.33 166.66	
19 20 21 22 23 24 25 26 27	26.66 66.66 106.66 146.66 186.66 226.66	240
30	266.66 306.66 346.66 320.66	
Parâmetros constantes para todos os satélites		
	$A$	29600318.0 (Metros)
	$E$	0 (-)
	$i_o$	59 (Graus)
	$\omega$	0 (Semicírculo)

### 2.4.3. Caraterísticas do sinal GNSS

A categorização do sinal eletromagnético da onda portadora (*carrier beat phase*) emitido pelo sistema GPS na frequência da banda micro-ondas L pode ser subdividida em vários tipos de PRN (*PseudoRandom Noise*), que indicam a natureza do código do sinal. Os códigos principais são o C/A (*coarse/acquisition*), P (preciso), M (militar) e C (civil), que podem ter diferentes precisões, restrições e propriedades. A transmissão do sinal de fase nas bandas L1 (frequência 1575.42 MHz, comprimento de onda 19.05 cm) e L2 (frequência 1227.6 MHz, comprimento de onda 24.45 cm) permite obter a elevada precisão nos produtos através de observações simultâneas a partir de várias estações (Hofmann-Wellenhof et al., 2008; Herring et al., 2010). Esta observável é utilizada para calcular a diferença de fase na transmissão do sinal entre cada satélite e recetor, que é medida num número inteiro de ciclos da frequência da onda portadora. Existe ainda a transmissão do sinal L5 (frequência 1176.45 MHz, comprimento de onda 25.50 cm), que está disponível apenas nos satélites GPS mais recentes e faz parte da estratégia de modernização do sistema, procurando garantir um sinal mais forte, preciso e com menos suscetibilidade de interferência (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

As observações de código C/A são mais grosseiras, mas permitem estimar uma medida definida como a pseudo-distância, sendo determinada através do tempo de viagem do sinal entre o recetor e o

satélite. Esta informação é útil para o cálculo da posição relativa de um recetor num determinado instante (Herring et al., 2010), por exemplo na navegação GPS automóvel. Para além disso é ainda útil para auxiliar no posicionamento geodésico, em particular para a estimação no erro da medição do relógio do recetor e resolução da ambiguidade de fase da onda portadora. Na determinação do posicionamento absoluto de precisão é utilizada a informação de fase da onda no código P. Os dados de navegação são modulados tanto em código P como em C/A e contêm informação temporal dos satélites (efemérides e almanaque). As observações de fase têm um nível de ruído muito reduzido e uma elevada precisão (1 a 2 mm) em comparação com as observações de pseudo-distância que têm precisão de alguns metros (10 m) (Braun, 2004).

A transmissão da onda portadora do sinal no sistema Galileo foi otimizada através da utilização de diversas frequências micro-ondas que melhoram a qualidade do sinal e são mais resistentes a interferências, o que implica uma necessidade de melhoria tecnológica nos recetores que captam apenas GPS e GLONASS. Contudo, algumas frequências são as mesmas do GPS; banda E1 equivalente à banda L1 do GPS e banda E5a equivalente à L5. As restantes bandas são compostas pelos sinais: E6 com frequência 1278.75 MHz e comprimento de onda 23.4 cm, E5 com frequência 1191.80 MHz e comprimento de onda 25.2 cm e E5b com frequência 1207.14 MHz e comprimento de onda 24.8 cm (Undertaking et al., 2008). Esta última frequência é a mesma que a frequência G3 utilizada no sistema GLONASS, enquanto os sinais E6 são muito próximos de frequências dos radares meteorológicos. Esta particularidade da sobreposição das frequências trará benefícios na construção de recetores híbridos capazes de receber simultaneamente e processar conjuntamente a informação destes sistemas GNSS. A implementação de sinais no espectro eletromagnético da banda C e S em futuros satélites também está a ser equacionada (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Outro ponto em comum é o facto de ambas as constelações estarem praticamente sincronizadas no tempo (Hahn e Powers, 2005), assegurando uma interoperabilidade entre os sistemas GPS e Galileo (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Os dados obtidos a partir do Galileo terão uma razão de nível ruído mais baixa e também menores erros de multi-trajecto permitindo a obtenção de mapas ionosféricos e atrasos troposféricos mais precisos (Dow et al., 2007).

A coexistência do Galileo e de outros sistemas GNSS juntamente com o GPS, em condições semelhantes de total operacionalidade e fiabilidade nas medições, representa uma oportunidade para melhorar a precisão e a robustez dos produtos obtidos através desta técnica. O esforço de interoperabilidade entre os vários satélites GNSS atualmente disponíveis permite a combinação de serviços e a obtenção de produtos recorrendo a uma técnica recentemente desenvolvida que é conhecida na literatura como processamento multi-GNSS (Li et al., 2014; Montenbruck et al., 2014). O processamento dos dados com vários satélites de sistemas diferentes aumenta o número de observações medidas por cada recetor e consequentemente o número de linhas de vista que cruzam a atmosfera, melhorando a geometria, o tempo de processamento, a redundância e a robustez das medições do vapor de água integrado (Li et al., 2015a; Benevides et al., 2016b). Presentemente o GPS permite uma cobertura global de 8 a 12 satélites em média por cada recetor, utilizando um ângulo de corte de 10 graus (Shangquan et al., 2013; Brenot et al., 2014).

A distribuição dos satélites no horizonte é importante para a exatidão do posicionamento que de modo geral é medida em unidades de DOP (*Dilution Of Precision*). No cenário futuro em que o Galileo esteja totalmente operacional e seja processado juntamente com o GPS, o número de observações por recetor pode aproximadamente duplicar e a DOP será melhorada devido ao aumento do número dos satélites e consequente melhoria da sua distribuição geométrica pelo horizonte (Constantinescu e Landry, 2005). Contudo, neste cenário a precisão e rapidez na determinação do posicionamento será maior, mas não duplicará necessariamente a sua precisão, sendo o aumento da redundância no cálculo de uma solução

multi-GNSS o fator mais importante comparativamente a uma solução tradicional obtida apenas com observações GPS.

A frequência dos novos sinais oferecida pela modernização da constelação GPS e pela futura constelação Galileo contribuirá também para uma melhoria no erro obtido na estimação das componentes atmosféricas, tanto na estimação do campo ionosférico como na redução do erro no atraso troposférico (Karabatic et al., 2011; Li et al., 2014). O processamento em conjunto de várias frequências de sinais GNSS melhora a resolução da ambiguidade de fase facilitando a estimação do posicionamento e a determinação das componentes do sinal observado (Hofmann-Wellenhof et al., 2008; Montenbruck et al., 2014). Com a modernização e evolução dos presentes e futuros sistemas de navegação, o desenvolvimento de recetores capazes de observar todos os sinais GNSS e o aperfeiçoamento das técnicas de processamento multi-GNSS, é expectável que com o incremento do número de raios a rastrear a atmosfera a técnica da tomografia GNSS aumente de precisão, fornecendo deste modo informação mais completa e precisa sobre o estado do vapor de água na atmosfera.

## 2.5. Caraterísticas GPS

### 2.5.1. Componentes do sinal GPS

As observáveis da fase portadora ( $L_R$ ) adquiridas entre o recetor  $R$  e o satélite GPS  $S$ , podem ser quantificadas através de várias componentes possíveis de identificar durante o processamento GPS, segundo a seguinte expressão:

$$L_R = d_R^S + c\delta_R - c\delta_S - \Delta I_R^S + \Delta T_R^S + \lambda n_R^S + \xi \quad (2.3)$$

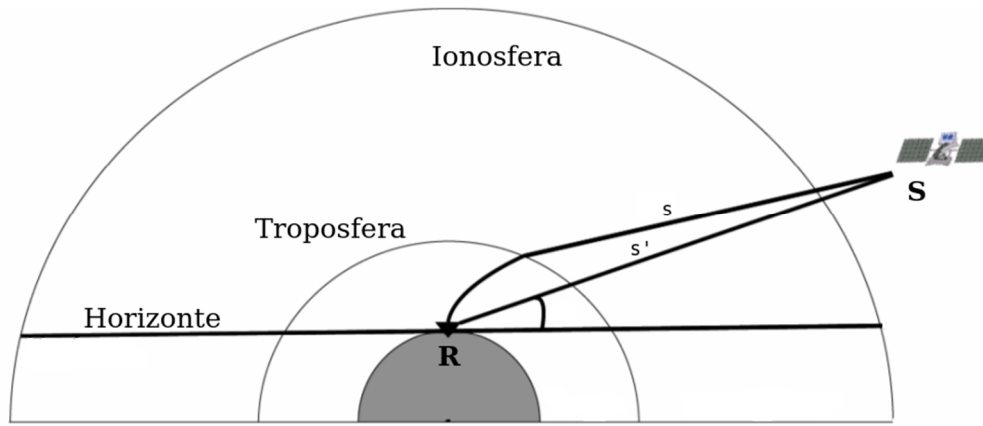
onde  $d$  é distância geométrica percorrida,  $c$  a velocidade da luz,  $\delta$  corresponde ao erro dos relógios,  $\Delta I$  o atraso ionosférico,  $\Delta T$  o atraso troposférico,  $\lambda$  o comprimento de onda (L1, L2 ou L5),  $n$  o número inteiro de ciclos da ambiguidade de fase e  $\xi$  representa o erro não modelado por nenhuma das componentes anteriores (multi-trajeto, ruído no recetor, efemérides e órbitas). A expressão relativa à observável da pseudo-distância difere da equação 2.3 apenas por não incluir o termo relativo ao número inteiro da ambiguidade de fase. Este termo acresce a complexidade no processamento GPS significando um termo extra a determinar. Quando a ambiguidade é determinada com um número inteiro, esta diz-se fixa ou resolvida (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

Os erros da técnica GPS no cálculo das coordenadas de um determinado ponto são principalmente devidos a órbitas imprecisas, ruído no recetor, desvio no relógio do recetor, desvio no relógio dos satélites, efeito de multi-trajeto na antena do recetor e a perturbações de natureza atmosférica divididas em ionosféricas e troposféricas (Herring et al., 2010). A maioria dos erros não atmosféricos são minimizados durante o processamento GPS para a obtenção de coordenadas precisas. O erro remanescente devido aos efeitos atmosféricos pode ser mais corretamente considerado como uma componente do sinal, particularmente na área de interesse da meteorologia GPS. A perturbação ionosférica é a maior fonte de atraso nas medições GNSS, sendo variável no espaço e no tempo. Todavia a natureza dispersiva da camada ionosférica permite neutralizar a maior parte deste efeito, estimando os efeitos de primeira ordem, através da aplicação de uma combinação linear das frequências principais da fase observável, que são a L1 e L2 no caso do GPS (Ruffini et al., 1999; Shanguan, 2014).



### 2.5.2. Atraso troposférico GPS

Com a remoção e quantificação de todos os erros e componentes do sinal GPS expressos pela equação 2.3 é então possível determinar de forma precisa a componente do atraso troposférico, que é a variável de maior interesse para a meteorologia GPS. A relação entre o atraso troposférico e a refratividade ( $N$ ) das características do meio já foi expressa na equação 2.1, sendo aplicável ao sinal eletromagnético GPS ( $\Delta T$ ). O atraso troposférico visto a partir de uma estação GPS é ilustrado na Figura 2.3, e pode ser quantificado através da medição da diferença na duração do percurso do sinal entre o recetor  $R$  fixo no terreno e o satélite  $S$  no espaço, em que a trajetória ideal da distância mais curta (linha reta  $s'$ ) e a curva da trajetória real (linha curva  $s$ ) é causada por diferenças de refratividade ao longo do percurso (Herring et al., 2010). Esta diferença temporal é normalmente convertida em unidades métricas representando a diferença física entre os dois percursos ( $\Delta D$ ), ou seja o excesso de caminho percorrido pela trajetória  $s$  em relação à trajetória  $s'$  (Bevis et al., 1992).



**Figura 2.3:** Representação do percurso do sinal GPS pela atmosfera, entre o recetor  $R$  e o satélite  $S$ , onde a linha  $s'$  representa a trajetória ideal e a linha  $s$  a trajetória real (exagerada para facilitar visualização). O ângulo representado na figura é o ângulo de elevação. Adaptado de Champollion (2006).

A partir da relação expressa pelas equações 2.1 e 2.2, o atraso troposférico  $\Delta T$  medido pelo GPS ao longo da distância  $ds$  percorrida na troposfera entre o recetor  $R$  e o satélite  $S$  pode ser representado através de:

$$\Delta D = \Delta T = 10^{-6} \int_R^S (N_h + N_w) ds \quad (2.4)$$

O atraso troposférico é consequência da refratividade total observada ao longo do caminho percorrido, como já foi detalhado na secção 2.1. A separação da refratividade total indicada na equação 2.2 é também válida para o atraso troposférico GPS (Bevis et al., 1992). O atraso troposférico total  $\Delta T$  é representado no GPS como o integral do atraso oblíquo total (*Slant Total Delay*, STD), que resulta da soma das duas componentes que são o integral do atraso oblíquo húmido (*Slant Wet Delay*, SWD) e o integral do atraso oblíquo hidrostático (*Slant Hydrostatic Delay*, SHD). Consequentemente a representação da expressão 2.4 pode ser simplificada e representada como:

$$STD = SHD + SWD \quad (2.5)$$

onde o SWD é devido à refratividade húmida  $N_w$  e o SHD resulta da refratividade hidrostática  $N_h$ .

### 2.5.3. Parâmetros troposféricos GPS

Os parâmetros troposféricos estimados no processamento GPS são determinados a partir da reconstrução na direção zenital de todas as observações de caminho oblíquo de atraso STD entre um recetor GNSS no terreno e todos os satélites visíveis a cada instante no horizonte. Estes parâmetros são definidos na literatura como atraso zenital total (ZTD) (Herring et al., 2010), representando as condições de propagação num volume de troposfera de forma aproximada a um cone invertido centrado em cada estação (Brenot et al., 2006). A estimação do ZTD é realizada aplicando funções de mapeamento que projetam a trajetória da observação oblíqua de atraso original para a posição zenital da estação (Niell, 2001; Boehm et al., 2006). As funções de mapeamento dependem do ângulo de elevação de cada satélite relativamente à posição do recetor no terreno. Os detalhes sobre a função de mapeamento e a geometria das observações de atraso GPS serão aprofundadas no capítulo 2.5.5. A equação 2.5 pode ser reescrita em função dos parâmetros zenitais do atraso troposférico entre um recetor e um satélite na seguinte forma (Davis et al., 1985; Braun et al., 2001):

$$STD = mf_h(\varepsilon)ZHD + mf_w(\varepsilon)ZWD + S_w \quad (2.6)$$

onde  $mf_h$  e  $mf_w$  correspondem à função de mapeamento hidrostática e húmida respetivamente,  $\varepsilon$  é o ângulo de elevação, ZHD (*Zenith Hydrostatic Delay*) representa o atraso zenital hidrostático e ZWD (*Zenith Wet Delay*) corresponde ao atraso zenital húmido. O último termo da equação  $S_w$  modela as variações correspondentes à parte não isotrópica da atmosfera, ou seja a anisotropia resultante da assimetria da troposfera (Chen e Herring, 1997; Champollion et al., 2004). O ZTD resulta naturalmente da soma das componentes ZHD e ZWD.

As componentes do atraso GPS são estimadas diretamente no processamento de dados GPS a partir das estações instaladas no terreno, sob a forma de parâmetros troposféricos reconstruídos na direção zenital utilizando as funções de mapeamento (equação 2.6), muitas vezes complementando com a estimativa do gradiente horizontal local e também com os resíduos de fase não modelada (Champollion et al., 2004; Herring et al., 2010). A razão pela qual se usam diretamente os parâmetros zenitais resulta do facto do erro observado no atraso oblíquo aumentar consideravelmente quando a linha de vista do satélite se aproxima do horizonte (Niell, 2001). A adoção desta estratégia, para além de aumentar a precisão das medições troposféricas, diminui o número de parâmetros a determinar no esquema de equações normais do processamento de dados GPS. É atribuído um peso para a contribuição de cada STD no valor total do ZTD, em função do ângulo de elevação observado (Herring et al., 2010). Após a determinação do ZTD a reconstrução destas observações oblíquas é facilmente conseguida através da aplicação das funções de mapeamento (ver equação 2.6).

Como discutido na secção 2.1 a componente hidrostática do atraso pode ser modelada com precisão utilizando modelos empíricos que relacionam medições à superfície com considerações particulares sobre o estado da atmosfera local (Askne e Nordius 1987; Mateus, 2013), enquanto a componente húmida do sinal não é modelável com precisão a partir de medições efetuadas à superfície (Flores et al., 2000). Para tal é necessária a medição de um conjunto de variáveis ao longo do perfil vertical atmosférico, que muitas vezes não estão disponíveis e são difíceis de adquirir (Chen e Herring, 1997). Esta dificuldade está relacionada com o fator anteriormente discutido da elevada variabilidade do vapor de água e não linearidade do seu comportamento. Por este motivo o ZWD não é estimado diretamente mas sim determinado no processamento GPS como parâmetro desconhecido (Rocken et al., 1995). Em geral no

processamento GPS o ZHD é determinado *a priori*, sendo o ZTD estimado ao longo do processamento e o ZWD calculado no final subtraindo o ZHD das estimativas do atraso total.

A determinação do ZHD pode ser realizada com exatidão a partir de medições precisas de pressão atmosférica à superfície localizadas na vizinhança ou acopladas a uma estação GNSS, seguindo a seguinte formulação da variação do modelo de Saastamoinen (Saastamoinen, 1972; Davis et al., 1985):

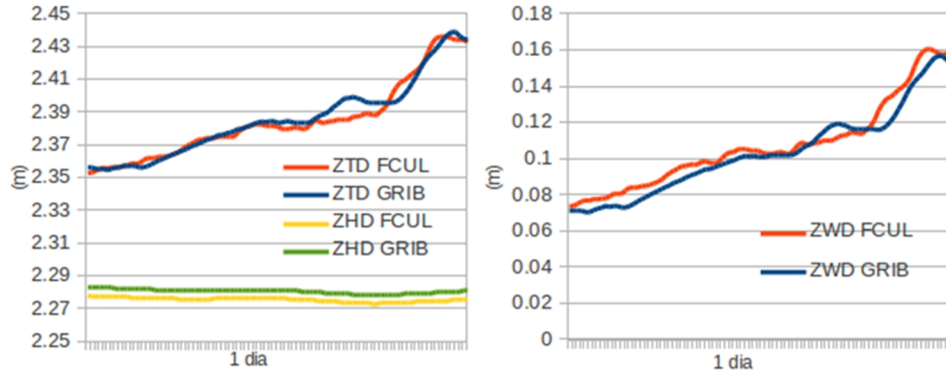
$$ZHD = \frac{0.002277 P_0}{f(\phi, H_{ref})} \quad f(\phi, H_{ref}) = (1 - 0.00266 \cos(2\phi) - 0.00028 H_{ref}) \quad (2.7)$$

onde  $P_0$  representa a pressão atmosférica medida à superfície em hPa,  $\phi$  é a latitude geodésica e  $H_{ref}$  representa a altitude em quilómetros acima do geóide. A função  $f$  é um termo parcial da aceleração da gravidade numa coluna vertical atmosférica, sendo esta determinada multiplicando pela constante 9.784 m/s<sup>2</sup> que é um valor médio aceitável em todas as localizações da Terra (Saastamoinen, 1972; Askne e Nordius, 1987). A partir da fórmula podemos observar que ZHD é proporcional a  $P_0$ . Um erro de 1 hPa na medição de valores de pressão estabelece uma incerteza de 0.2 mm na estimativa da altitude da estação (Tregoning e Herring, 2006). Para se poder estimar o ZTD com boa precisão é necessária uma aproximação inicial do ZWD. De modo semelhante à modelação do ZHD existem diversos modelos para procurar estimar o atraso húmido (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Uns baseiam-se em medições ao longo de um perfil vertical atmosférico, adquiridas com radiossondas ou modelos NWP (Bevis et al., 1992; Braun, 2004), enquanto outros baseiam-se no menor número de informação metrológica possível (Shrestha, 2003). Um modelo muito utilizado para inicializar os valores de ZWD nos *softwares* de processamento de dados GPS é o proposto por Saastamoinen (1972):

$$ZWD = \frac{0.002277 \cdot \left( \frac{1255}{T_K} + 0.05 \right)}{f(\phi, H_{ref})} \cdot ew, \quad ew = \left( 6.11 Rh 10^{\frac{7.5T_C}{T_C+237.3}} \right) \quad (2.8)$$

onde  $T_K$  corresponde à temperatura em Kelvin,  $T_C$  representa a temperatura em Celsius,  $Rh$  à humidade relativa medida entre 0 e 1 e  $ew$  corresponde à fórmula da pressão parcial do vapor de água em hPa. O modelo assume um decréscimo da temperatura, e por consequência da pressão do vapor de água, ao longo do acréscimo de altitude, sendo todas estas variáveis meteorológicas referidas à altitude do recetor. É ainda importante salientar que os modelos apresentados nas equações 2.7 e 2.8 assumem o comportamento dos gases como ideal, a esfericidade da atmosfera e uma taxa de variação com a altitude (*lapse rate*) de 6.5 C°/km (Herring et al., 2010; Mateus, 2013). O termo  $ew$  na equação 2.8 é crucial para a determinação do ZWD com precisão, existindo um número largo de formulações empíricas para quantificar esta variável (Jarraud, 2008; Lutz, 2008).

O atraso hidrostático em condições de atmosfera padrão referida ao NMM (Nível Médio do Mar) ( $P_0 = 1013.25$  hPa) apresenta em média um valor de 2.3 m (Niell et al., 1996; Mateus 2013c). O atraso húmido é bastante mais variável registando variações que podem ir desde perto do 0 até 60 cm nos trópicos, onde o conteúdo de humidade é muito maior (Rocken et al., 1995; Niell, 1996; Jin et al., 2007). Na Figura 2.4 é visível o comportamento típico das componentes do atraso troposférico GPS ao longo de um dia de observações, onde se notam variações muito pequenas no ZHD. As características da variabilidade do sinal no ZTD são quase na sua totalidade devidas à variabilidade observada no ZWD. O erro médio na determinação do ZTD ou ZWD é na ordem dos 5 a 6 mm (Haase et al., 2003; Tregoning e Herring, 2006; Bastin et al., 2007; Jin et al., 2007).



**Figura 2.4:** Exemplo do comportamento das componentes do atraso zenital medido pelo GPS durante 1 dia (18/05/12), estações FCUL e GRIB; à esquerda ZTD e ZHD, à direita ZWD.

Outro parâmetro troposférico que se pode determinar no processamento de dados GPS é o gradiente troposférico horizontal do atraso zenital, que corresponde à parte não isotrópica da atmosfera definida na equação 2.6. Os modelos de ZWD e ZHD assumem uma atmosférica simétrica e portanto estas variações horizontais residuais não são contempladas (Champollion et al., 2005). Considerando a determinação dos gradientes troposféricos hidrostáticos e húmidos nas direções norte-sul ( $GH_{NS}, GW_{NS}$ ) e oeste-este ( $GH_{WE}, GW_{WE}$ ) a equação 2.6 pode ser escrita da seguinte forma (Davis et al., 1993; Bender et al., 2011a):

$$STD = \frac{mf_h(\varepsilon)}{mf_w(\varepsilon)} [ZHD + \cot(\varepsilon) \cdot (GH_{NS} \cdot \cos(\alpha) + GH_{WE} \cdot \sin(\alpha))] + [ZWD + \cot(\varepsilon) \cdot (GW_{NS} \cdot \cos(\alpha) + GW_{WE} \cdot \sin(\alpha))] + \delta \quad (2.9)$$

onde  $\varepsilon$  corresponde ao ângulo de elevação,  $\alpha$  corresponde ao ângulo de azimuth do satélite e  $\delta$  corresponde ao resíduo da observável entre o recetor e o satélite, que resulta do ajustamento de mínimos quadrados do processamento GPS. Chen e Herring (1997) deduzem uma formulação semelhante à anterior, mas apresentando o gradiente do atraso zenital total ( $GT$ ), introduzindo uma função de mapeamento dependente do ângulo de elevação ( $mf_{az}$ ) e de uma constante  $C$  determinada empiricamente:

$$GT(\varepsilon, \alpha) = GT_{NS} \cdot mf_{az}(\varepsilon) \cdot \cos(\alpha) + GT_{WE} \cdot mf_{az}(\varepsilon) \cdot \sin(\alpha), \quad mf_{az}(\varepsilon) = \frac{1}{\sin(\varepsilon) \cdot \tan(\varepsilon) + C} \quad (2.10)$$

Esta formulação é muitas vezes adotada na definição dos parâmetros troposféricos do processamento de dados GPS, devido ao facto de ainda só ser possível determinar diretamente a componente total do gradiente horizontal (Herring et al., 2010). Em condições normais é necessário um conjunto de pressupostos e medições externas para realizar a separação das componentes hidrostática e húmida do gradiente total (Flores et al., 2000; Bar-Sever e Kroger, 1998). A parte hidrostática do gradiente pode ser calculada a partir de variações de pressão à superfície, que posteriormente são removidas do gradiente total para determinar o gradiente húmido (Champollion et al., 2004). Contudo foi observado que a contribuição total do gradiente hidrostático é muito mais pequena (Flores et al., 2000), sendo uma aproximação razoável assumir o valor do gradiente húmido como gradiente total (Shrestha, 2003; Notarpietro et al., 2011). Por outro lado, foi identificado que em situações de instabilidade atmosférica a contribuição do gradiente hidrostático pode chegar pelo menos a 25% do gradiente total (Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2014).

A introdução da estimação dos gradientes no processamento de dados GPS e VLBI melhora a precisão do posicionamento (Chen e Herring, 1997; Bar-Sever e Kroger 1998; Teke et al., 2011). Todavia, a precisão da anisotropia da atmosfera caracterizada através da determinação dos gradientes troposféricos ainda está pouco estudada devido à dificuldade de reprodução destas medições através de instrumentos meteorológicos (Champollion et al., 2004; Teke et al., 2011), e também da menos clara caracterização das

variações laterais da atmosfera como já foi demonstrado por alguns estudos (Chen e Herring 1997; Elosegui et al., 1999; Gradinarsky et al., 2000; Braun, 2004). O valor do gradiente total no zénite é bastante mais pequeno que o ZWD, não ultrapassando normalmente a dezena de milímetro. A utilização do último termo da equação 2.9 para definir a observação STD ainda é menos consensual, devido ao resíduo poder ter múltiplas contribuições para o ser valor para além da fase atmosférica não modelada, e da dificuldade na identificação desta componente (Flores et al., 2000; Braun et al., 2001; Champollion et al., 2004; Champollion et al., 2005; Nilsson e Gradinarsky, 2006).

#### 2.5.4. Vapor de água precipitável

O integral do vapor de água num perfil vertical da troposfera na direção zenital, que é uma unidade muito utilizada na meteorologia (Askne e Nordius, 1987), pode ser representado através da seguinte expressão (Hogg et al., 1981):

$$IWV = \int \rho_w . dz \quad (2.11)$$

onde  $\rho_w$  é a densidade do vapor de água, que é expressa usualmente em unidades  $\text{kg/m}^3$  de volume (Braun, 2004). Outra grandeza deduzível a partir da equação 2.11 é a quantidade de vapor de água precipitável, *Precipitable Water Vapour* (PWV), que se relaciona com o IWV do seguinte modo:

$$PWV = \frac{1}{\rho_l} \int \rho_w . dz = \frac{IWV}{\rho_l} \quad (2.12)$$

onde  $\rho_l$  é a densidade da água líquida. O PWV reproduz um perfil integrado de humidade que representa a massa total de vapor de água numa coluna atmosférica por unidade de área. Normalmente esta grandeza é apresentada em unidades métricas de água precipitável (mm), referindo-se à altitude equivalente de uma coluna atmosférica de água líquida (Tregoning et al., 1998; Herring et al., 2010). Este indicador meteorológico é importante porque permite avaliar a quantidade e variabilidade do vapor de água integral numa região, auxiliando nos mecanismos de estudo da atmosfera local em particular na previsibilidade da ocorrência de chuva. A componente ZWD do atraso GPS pode ser convertida em PWV, sendo fornecida informação útil para comunidade científica da meteorologia a partir das técnicas de observação GNSS. De acordo com a relação empírica proposta por Bevis et al. (1992):

$$PWV = \kappa ZWD, \quad \kappa = \frac{10^6}{\left( \frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right) R_v \rho_l} \quad (2.13)$$

onde  $k_3$  e  $k'_2$  são constantes empíricas relacionadas com o vapor de água,  $R_v$  é a constante específica do gás para o vapor de água,  $\rho_l$  é a densidade da água líquida e  $T_m$  a temperatura média de uma coluna atmosférica.  $T_m$  é o único valor variável na constante  $\kappa$  que relaciona linearmente o atraso ZWD com o conteúdo integral do PWV. Em média 1 mm de PWV equivale a cerca de 6 mm de atraso ZWD no GPS. O integral da temperatura média pode ser dado por medições de grandezas atmosféricas ao longo do perfil vertical através da expressão (Davis et al., 1985):

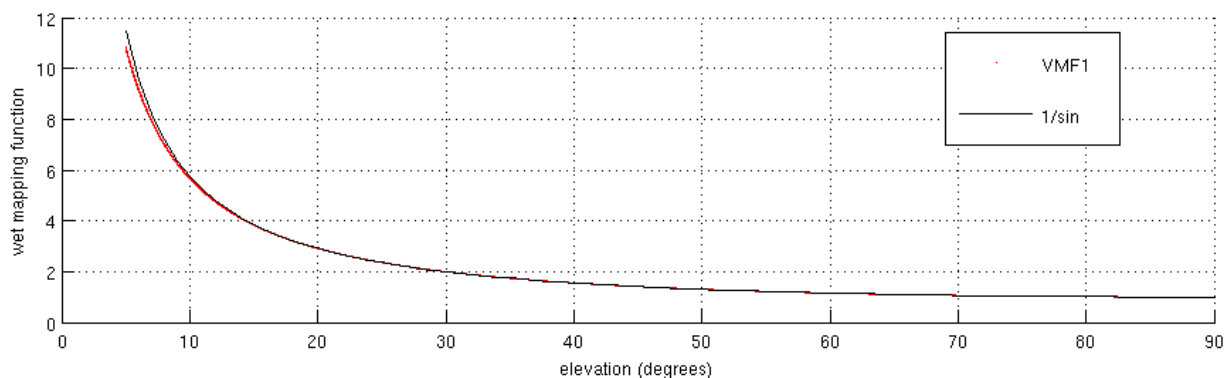
$$T_m = \frac{\int (ew/T) dz}{\int (ew/T^2) dz} \quad (2.14)$$

onde  $T$  corresponde à temperatura em Kelvin e  $e_w$  corresponde à pressão parcial do vapor de água em hPa, ambos medidos ao longo do perfil vertical. Na prática o  $T_m$  é muitas vezes calculado a partir da observação da temperatura à superfície, relacionando-a com uma expressão empírica constrangida por uma série temporal longa de radiossondagens ou de dados de reanálise (Bevis et al., 1994). Esta relação deve ser ajustada às condições climáticas locais tendo em conta a sazonalidade (Bevis et al., 1992).

Vários estudos têm mostrado que as estimativas do PWV obtidas por GPS têm uma precisão na ordem dos 1 a 2 mm quando comparadas com estimativas obtidas por métodos de medição atmosférica como radiossonda, radiómetro e sensores lidar ou radar (Rocken et al., 1995; Baker et al., 2001; Niell, 2001; Foelsche e Kirchengast, 2001; Haase et al., 2003; Brenot et al., 2006; Snajdrova et al., 2006; Bastin et al., 2007; Jin et al., 2007; Byun e Bar-Sever, 2009; Champollion et al., 2009; Li et al., 2014). Contudo foi verificado em alguns estudos que este desvio pode chegar a 3 kg/m<sup>2</sup> ou mais (Tregoning et al., 1998; Bock et al., 2007; Boniface et al., 2012). A sensibilidade na estimação do PWV relativamente à incerteza associada no cálculo do parâmetro  $\kappa$  foi estimada em 1 a 2% com dados calibrados para os Estados Unidos (Bevis et al., 1994; Braun, 2004). Num outro estudo foi avaliado o uso de diferentes constantes de conversão  $\kappa$  que levaram à estimação de discrepâncias menores que 0.3 mm, que são mais pequenas do que o erro espectável na observação direta de PWV por métodos meteorológicos (Brenot et al., 2006; Shangguan, 2014). A determinação do PWV para aplicações de *nowcasting* proporciona usualmente medições do vapor de água integrado de precisão inferior, devido ao facto de existir um compromisso entre a adoção de órbitas em tempo real (ultra-rápidas) (Byun and Bar-Sever, 2009), o que pode degradar a estimação do PWV até 2 cm (Karabatic et al., 2011).

### 2.5.5. Atraso húmido oblíquo

Após a determinação dos parâmetros troposféricos do processamento GPS, a aplicação do processo inverso implementado na equação 2.6 permite reconstruir o atraso original medido a partir de cada recetor na direção de cada satélite visível no horizonte. Em particular, o SWD representa o integral da densidade de vapor de água tal como descrito na equação 2.11, mas na direção da linha de vista do satélite. De uma forma geral são utilizadas funções de mapeamento que projetam com precisão o valor integrado do atraso na direção zenital para a linha de vista original do satélite, usando informação do ângulo de elevação do satélite (Braun, 2004). Uma função de mapeamento simples é dada pelo inverso do seno do ângulo de elevação baseado na fração contínua do inverso do seno (Chen e Herring, 1997). Esta aproximação implica um comportamento do seu valor em função do ângulo de elevação, como é observável na Figura 2.5.

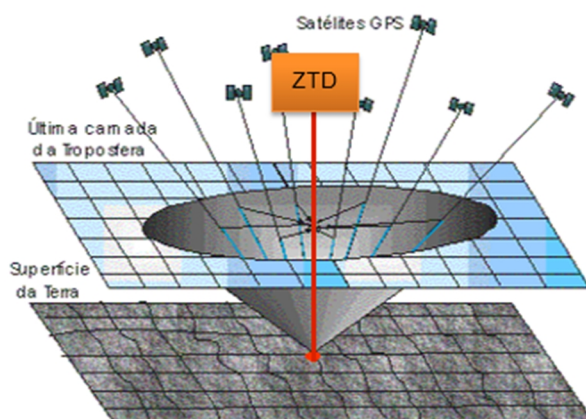


**Figura 2.5:** Comportamento da função de mapeamento de satélites em função do ângulo de elevação baseada na função inversa do seno, comparada com uma função de mapeamento refinada (VMF1).

Contudo à medida que o ângulo de elevação se aproxima do horizonte, isto é diminui, a maior complexidade da temperatura e da humidade próxima da superfície do terreno juntamente com a curvatura atmosférica, requer funções de mapeamento mais elaboradas para ter em conta o efeito geométrico no atraso que provoca curvatura da observação oblíqua (Niell, 1996; Lutz, 2008). Este efeito é significativo para ângulos de elevação inferiores a 5 graus, podendo atingir valores superiores a 20 cm, mantendo uma elevada contribuição até aos 10 graus (Tregoning et al., 1998; Shangguan, 2014). Por exemplo, quando os ângulos são superiores a 15 graus esta característica já é inferior a 1 cm, (Bevis et al., 1992; Mateus, 2003). Outros fatores que afetam estes raios de baixa elevação são o aumento do erro de fase na observação GPS devido ao aumento da influência dos erros de multi-trajecto na antena do recetor (Niell, 2001; Braun et al., 2001), à redução na força do sinal e a eventuais obstruções devidas à proximidade com o horizonte (MacDonald et al., 2002).

Existem diversos modelos e variações de funções de mapeamento (Lutz, 2008; Mateus, 2013; Shangguan, 2014). As mais refinadas são baseadas em coeficientes determinados a partir da localização geográfica juntamente com observações meteorológicas tendo em conta a sazonalidade anual (Lutz, 2008; Boehm et al., 2006). Os coeficientes para parametrizar as funções de mapeamento do atraso hidrostático e húmido são diferentes, sendo os da última maiores em valor absoluto e bastante mais variáveis. Esta diferença está relacionada com as escalas de altitude da troposfera, sendo a hidrostática muitas vezes definida nos 8 km e a húmida entre os 2 a 3 km (Brenot et al., 2006; Wulfmeyer et al., 2015). A anisotropia da atmosfera é também implicitamente representada nas funções de mapeamento (Bender et al., 2011a; Teke et al., 2011), contendo correções para a curvatura do percurso do sinal (Rocken et al., 1995; Herring et al., 2010).

Na Figura 2.6 está representada a geometria de observação do atraso ZTD determinado a partir de uma estação GNSS. O valor do parâmetro troposférico integral pode ser considerado como uma média de todos os atrasos na linha de vista dos satélites GPS visíveis durante um período de tempo, que é pesada em função do ângulo de elevação e das respetivas características das funções de mapeamento (Bevis et al., 1994; Braun et al., 2003). A extensão do volume assemelha-se a um cone invertido centrado na estação GNSS, e depende do ângulo de elevação das observações formado pela posição relativa entre o recetor e a constelação de satélites durante esse período. Com um ângulo de corte de 5 graus, o cone do ZTD é representado aproximadamente por um raio de 16, 25, 50 e 110 km, a um nível de 2, 3, 5 e 10 km de altitude da troposfera (Bock et al., 2007; Koulali et al., 2012; Brenot et al., 2014). Um ângulo de 5 graus pode representar um STD de 25 m (Chen e Herring, 1997).



**Figura 2.6:** Representação visual da área representativa do atraso troposférico zenital determinado pelo GPS; adaptado de sítio de internet do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).



Os valores de atraso integral para o SWD com um ângulo de elevação de 15, 10, e 5 graus apresentam valores médios de 0.4, 0.6 e 1.0 metros. Contudo, tendo em consideração que o SWD próximo do horizonte contém informação fundamental sobre o conteúdo do vapor de água na troposfera, o erro observado geralmente é aceitável para ângulos de elevação não demasiado baixos (superiores a 5 graus) quando se utilizam funções de mapeamento adequadas (Ware et al., 1997; Emardson et al., 2000; Hirahara, 2000; Foelsche e Kirchengast, 2001; Braun et al., 2001).

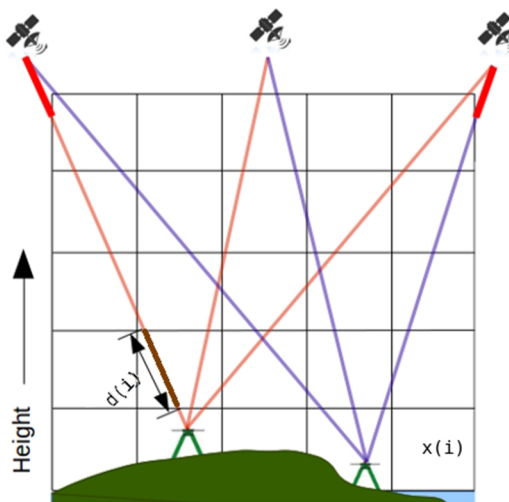
A relação de proporcionalidade entre o PWV e o ZWD apresentada na equação 2.13 pode ser aplicada para escalar o conteúdo do integral de humidade na linha de vista de satélite, recorrendo à mesma constante  $\kappa$  (Braun et al., 2001; Champollion et al., 2005):

$$SIWV = \kappa \cdot SWD \quad (2.15)$$

onde SIWV (*Slant Integrated Water Vapor*) representa o integral do vapor de água precipitável oblíquo. A componente húmida do atraso oblíquo na forma SWD ou SIWD proveniente das estações GNSS, é o *input* primário para realizar a tomografia GNSS.

## 2.6. Tomografia GNSS

O objetivo da aplicação da tomografia por técnicas de GNSS é obter soluções do campo do vapor de água que permitam caracterizar a sua elevada dinâmica ao longo da troposfera, tanto no espaço em 3 dimensões como no tempo. Para tal é necessário configurar uma rede de estações GNSS fixas no terreno, a partir da qual são gerados os dados de entrada para a tomografia (atraso húmido SWD), que permitem observar as características da humidade na troposfera. A definição de uma grelha tridimensional contendo no seu espaço horizontal a localização da rede de estações é uma tarefa necessária. O espaço da troposfera é discretizado também na vertical através de camadas definidas em intervalos de altitude, desde a superfície do terreno até à tropopausa, de onde resulta uma divisão em células em que cada espaço tridimensional se pode designar por vóxel, ou píxel volumétrico finito (Flores et al., 2000). Uma representação visual da realização da tomografia GNSS é ilustrada na Figura 2.7.



**Figura 2.7:** Representação 2D da técnica de tomografia por GNSS. Cada quadrado representa um vóxel  $x(i)$  da grelha tridimensional tomográfica. Duas estações GPS observam 3 satélites através de raios com linhas de vista diferentes. Os troços com vermelho negrito indicam os SWD que atravessam lateralmente os limites do modelo.



Desta forma é estabelecida uma relação entre os valores integrais do vapor de água das observações SWD e a distância percorrida pela linha de vista do GPS no interior de cada vóxel, permitindo determinar a densidade de vapor de água ou a refratividade húmida média (Hirahara, 2000; Seko et al., 2000; Flores et al., 2001; Champollion et al., 2005) em cada uma das suas localizações. A tomografia GNSS oferece uma clara vantagem relativamente aos parâmetros troposféricos zenitais obtidos por GPS (Bastin et al., 2007; Bender et al., 2011a; Rohm, 2013), possibilitando não só uma discretização vertical do conteúdo de vapor de água mas fornecendo também diretamente a sua variabilidade horizontal entre as estações da rede.

A implementação da técnica da tomografia é realizada através da construção de um sistema de equações, que a partir da discretização do espaço permite que se relacionem linearmente as observações SWD com o valor de refratividade húmida (Flores et al., 2000; Nilsson e Gradinarsky, 2006). O sistema é definido utilizando a formulação do problema inverso (Menke, 2012). A relação entre cada observação e o espaço tridimensional da grelha é descrita por uma função muito simples do tipo  $y=Ax$  (expressa na equação 2.16), relacionando o integral do vapor de água percorrido por cada observação, com o espaço definido ao longo dos vóxeis da grelha que cada observação atravessa (Flores et al., 2001; Troller et al., 2006a; Bender et al., 2011a). Uma vez que a densidade do vapor de água é a quantidade de vapor por unidade de distância, o somatório de todas as distâncias percorridas na grelha por um SWD multiplicado pela densidade a observar em cada vóxel será igual ao valor total de vapor de água medido pelo SWD (Seko et al., 2000; Hirahara, 2000; Flores et al., 2001). Uma representação para esta equação pode ser dada por:

$$SWD = \sum_i d(i) \cdot x(i) \quad (2.16)$$

onde  $d(i)$  representa as subdistâncias percorridas por cada SWD no espaço de vóxeis dado pela grelha tridimensional e  $x(i)$  representa os valores de refratividade a determinar em cada vóxel (ver Figura 2.7). A equação na prática é então construída da seguinte forma: a distância percorrida pelo sinal em cada vóxel é registada na equação, enquanto aos restantes vóxeis não intersectados é atribuído o valor zero. O sistema de equações é então formado pelo conjunto de SWD com origem em todas as estações da rede GNSS utilizada. A cada instante, cada par da observação estação-satélite forma uma equação, que são agrupadas na forma do sistema (expresso na equação 2.17), cujo número depende da duração do intervalo de tempo, frequência e número de observações da rede GNSS (Hirahara, 2000; Flores et al., 2000; Gradinarsky et al., 2002). Isto significa que a solução da tomografia representa a distribuição 3D do vapor de água atmosférico durante o intervalo de tempo definido. Por outras palavras, a densidade do vapor de água em cada vóxel mantém-se invariável. O sistema de equações geralmente é composto por um número elevado de equações, que se torna linear aproximando a trajetória original dos SWD a uma linha reta (ver Figura 2.3), tendo em conta as considerações anteriormente discutidas na secção 2.5.5 (Flores et al., 2001; Champollion et al., 2005). O sistema de equações da tomografia GNSS pode ser representado pela seguinte expressão:

$$SWD = A \bullet N^{wet} \quad (2.17)$$

$$\begin{bmatrix} SWD_1 \\ \vdots \\ SWD_{N_{obs}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_{11} & \cdots & d_{1M_{vox}} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ d_{N1} & \cdots & d_{N_{obs}M_{vox}} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} N_1^{wet} \\ \vdots \\ N_{M_{vox}}^{wet} \end{bmatrix}$$

onde o vetor dos dados de entrada SWD contém  $N$  observações, e o vetor da refratividade húmida  $N^{wet}$  contém  $M$  vóxeis da grelha tridimensional que são os parâmetros desconhecidos a determinar, cujo número depende da resolução horizontal e vertical da configuração da grelha (Hirahara, 2000; Troller et

al., 2002). A matriz  $A$  representa o operador linear ou matriz de configuração, que estabelece o mapeamento entre a posição dos vóxeis da grelha e o espaço real da geometria das medições (Foelsche e Kirchengast, 2001). A matriz tem a dimensão de  $N$  linhas por  $M$  colunas, e os valores  $d_{NM}$  representam as distâncias percorridas por cada raio no interior de cada vóxel. Estas características são implementadas através de um algoritmo de varrimento (*ray tracing*) das observações GNSS que avalia o preenchimento do espaço definido pela grelha tridimensional (Flores et al., 2000; Champollion et al., 2005).

O ponto crítico na resolução da equação 2.17 é garantir a inversão da matriz de coeficientes  $A$ , que na maior parte das vezes não é trivial como será discutido mais à frente. Normalmente para resolver o problema inverso colocado pela técnica da tomografia GNSS é utilizado o método dos mínimos quadrados generalizados (*damping least-square*) (Menke, 2012), que permite a pesagem do sistema de equações e a introdução de um estado *a priori* da refratividade húmida na grelha tridimensional para iniciar a resolução do sistema tomográfico. A aplicação deste método é dada pela seguinte formulação (Foelsche e Kirchengast, 2001):

$$N^{wet} = N_0 + (A^T \cdot C^{-1} \cdot A + C_0^{-1})^{-1} \cdot (A^T \cdot C^{-1}) \cdot (SWD - A \cdot N_0) \quad (2.18)$$

onde  $C$  é a matriz das variâncias covariâncias das observações SWD,  $N_0$  é uma solução *a priori* da refratividade húmida e  $C_0$  é a matriz erro da covariância da solução inicial  $N_0$ . A matriz  $C_0$  pode ser implementada através da aplicação de funções gaussianas de covariância definidas com base na distância vertical e horizontal entre vóxeis. Os valores das incertezas são definidos como elevados, exceto para a primeira camada vertical (Champollion et al., 2005). Uma solução inicial para a tomografia pode ser obtida a partir de perfis IWV com origem no GPS ajustados a perfis atmosféricos *standard* (Van Baelen et al., 2011; Brenot et al., 2014; Zhang et al., 2015), modelos numéricos (Bosy et al., 2010; Adavi et al., 2014), interpolação de radiossondas (Bi et al., 2006; Bastin et al., 2007; Champollion et al., 2009) ou de outros perfis meteorológicos (Flores et al., 2000; Troller et al., 2006b; Bender et al., 2011a), perfis de radio ocultação (Foelsche e Kirchengast, 2001; Notarpietro et al., 2011), ou até mesmo dados de plataformas espaciais produzidos por deteção remota (Benevides et al., 2015e; 2016a). Mesmo que não exista solução inicial para incluir na tomografia, a obtenção de uma solução da refratividade através da resolução da equação 2.18 ( $N_0 = 0$ ) é ainda possível (Flores et al., 2000).

A tomografia GNSS requer um intervalo temporal para permitir que a constelação de satélites se mova em relação ao modelo dos vóxeis de forma a rastrear a grelha tridimensional com as observações oblíquas (Bender e Raabe, 2007). As equações formadas a partir das observações SWD são agrupadas durante um período de tempo que deve ser suficientemente longo para preencher a grelha da tomografia e por outro lado suficientemente curto de forma a não mitigar a variabilidade do vapor de água (Champollion et al., 2005). De qualquer modo um número suficiente de observações SWD deve ser gerado a partir da rede GNSS estabelecida, de forma a preencher a grelha adequadamente e garantir que a inversão da matriz  $A$  seja conseguida, possibilitando a determinação da refratividade húmida  $N^{wet}$  em cada vóxel.

Todavia, a distribuição geográfica não ótima da rede de estações no terreno juntamente com a limitação da geometria das observações oblíquas obtidas por GNSS, causa dificuldades no varrimento da grelha tridimensional e consequentemente no preenchimento da matriz de configuração  $A$ . A geometria de aquisição GNSS em forma de cone invertido (ver Figura 2.6 e Figura 2.7) é dependente do número de satélites visíveis por estação num determinado instante, representando uma desvantagem comparativamente a outras aplicações tomográficas (Champollion et al., 2005; Bender e Raabe, 2007). Além disso, a distribuição dispersa das estações em relação à configuração horizontal da grelha garante que as colunas de vóxeis contendo no seu interior uma estação sejam totalmente preenchidas, mas as situadas na sua vizinhança não são devidamente intersectadas pelos SWD provenientes dessa estação. A

geometria de cone invertido não garante de modo geral um número suficiente de observações que rastreiem uniformemente os vóxeis das colunas vizinhas (Flores et al., 2001; Champollion et al., 2005). Estas características redundam num número considerável de vóxeis da grelha tridimensional da tomografia não intersectados por nenhum raio SWD, com particular incidência nas camadas do modelo de menor altitude devido à menor frequência de observações SWD com ângulos de elevação pequenos (Troller et al., 2002; Bender e Raabe, 2007; Rohm, 2012).

O preenchimento não uniforme dos vóxeis da grelha tomográfica por parte das observações GNSS condiciona fortemente a inversão da matriz  $A$  (Champollion et al., 2005). A condição esparsa da matriz é agravada com o facto de existirem vóxeis não intercetados por nenhum SWD. Neste caso a matriz de configuração apresenta a condição de singularidade, não sendo possível obter diretamente uma matriz inversa (Troller et al., 2002; Rohm e Bosy, 2011). Apesar do número de equações no sistema ser muito maior que o número de parâmetros a determinar, os parâmetros não são completamente descritos pelos dados (*rank deficient*) porque cada linha apenas é preenchida em função dos vóxeis percorridos por essa observação (Rius et al., 1997). Isto significa que em cada observação a maior parte dos coeficientes  $d_{NM}$  na equação 2.17 é igual a zero, sendo desejável aumentar esta informação através de formas de preencher os espaços vazios na matriz  $A$ , procurando garantir uma solução estável para o problema (Rohm, 2013). Desta forma o problema da tomografia é classificado como problema mal colocado ou subdeterminado (*ill-conditioned* ou *ill-posed*), o que significa que a resolução do sistema é instável e pode ter várias soluções possíveis (Flores et al., 2000; Gradinarsky et al., 2002; Champollion et al., 2005; Bender e Raabe, 2007; Rohm e Bosy 2009; Bender et al., 2011a).

Geralmente para ultrapassar esta condição são introduzidos constrangimentos numéricos ou informação externa no sistema de equações da tomografia. A inclusão desta informação *a priori* restringe o espaço da solução, permitindo o recondicionamento da matriz  $A$  garantido uma inversa generalizada (Rius et al., 1997; Champollion et al., 2005; Bender et al., 2011a). Os constrangimentos numéricos mais frequentemente introduzidos na tomografia GNSS são funções que descrevem médias da refratividade entre vóxeis vizinhos nas direções horizontal e vertical, com o objetivo de “preencher” os vóxeis vazios (Flores et al., 2000; Champollion et al., 2005), e a restrição dos valores de refratividade em certas camadas verticais à superfície a partir de medições meteorológicas ou na camada próxima da tropopausa assumindo que o conteúdo de vapor de água é zero. Com a aplicação destes constrangimentos o sistema de equações da tomografia dado pela equação 2.17 fica na seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} SWD \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A \\ B \end{bmatrix} \cdot N^{wet} \quad (2.19)$$

onde o número de equações vai ser dado pela soma do número de  $N$  observações com o número de  $C$  constrangimentos impostos ao modelo tomográfico. A matriz  $B$  representa o conjunto de equações que determinam os constrangimentos na tomografia e tem a dimensão de  $C$  linhas por  $M$  colunas (número de vóxeis a determinar). Os constrangimentos são muitas vezes considerados como pseudo-observações introduzidas no sistema (Troller et al., 2006b; Perler et al., 2011; Zhang et al., 2015).

A introdução de informação adicional proveniente de dados meteorológicos externos com origem em sensores ou modelos NWP (ver exemplos na secção 2.2 e 2.3) é outra possibilidade muitas vezes utilizada para ultrapassar o condicionamento do sistema de equações da tomografia GNSS (Champollion et al. 2005; Champollion et al., 2009; Bosy et al., 2010; Bender et al., 2011a). Para tal, um novo conjunto de equações é adicionado ao sistema tomográfico representado em 2.17 ou 2.19, contemplando a informação oblíqua ou vertical do estado da refratividade da atmosfera fornecida pela medição meteorológica externa através da introdução de SWD adicionais. Consequentemente o sistema de equações da tomografia é alterado para a seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} SWD_{GPS} \\ SWD_{external} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{GPS} \\ A_{external} \\ B \end{bmatrix} \cdot N_{wet} \quad (2.20)$$

onde  $SWD_{external}$  representa as observações provenientes da medição meteorológica externa e  $A_{external}$  a respetiva matriz que relaciona as distâncias percorridas pelas observações adicionais.

A introdução deste tipo de constrangimentos na tomografia GNSS deve assegurar por um lado a estabilidade na resolução do sistema através da obtenção de uma solução única, e por outro deve procurar garantir que a distribuição vertical do conteúdo absoluto de vapor de água seja reconstruída o mais realisticamente possível (Champollion et al., 2005; Bastin et al., 2007; Rohm e Bosy, 2009). Mesmo com uma configuração ótima da resolução espacial da grelha em relação ao número de estações disponíveis no terreno e a inclusão dos constrangimentos, a cobertura irregular dos vóxeis por parte da geometria das observações SWD continua a influenciar fortemente a resolução da tomografia GNSS (Rohm e Bosy, 2009; Bender et al., 2011a). Os dados de entrada devem também ser determinados com o maior cuidado e precisão possíveis pois a inversão do sistema tomográfico é muito sensível a pequenas variações no SWD, que podem provocar grandes diferenças na reconstrução da solução (Bender et al., 2011a). Consequentemente é recomendável gerar um largo conjunto de observações a partir da rede de estações, de modo a criar redundância na resolução do problema e diminuir o impacto do ruído na reconstrução das imagens 3D do vapor de água (Champollion et al., 2005; Bender et al., 2011a; Rohm, 2013; Shangguan et al., 2013). Além disso a tomografia GNSS requer observações contendo informação da distribuição do vapor de água no maior número possível de linhas de vista diferentes, procurando tirar o maior partido da dinâmica da geometria dos satélites (Hirahara, 2000; Bender e Raabe, 2007). Esta característica também tem um impacto significativo no ruído das observações, que naturalmente se vai refletir na solução média do vapor de água obtida pela tomografia GNSS. Esta limitação temporal não é observada em geral noutras técnicas de tomografia (medicina ou sismologia) porque normalmente o número de dados de entrada é suficiente para gerar uma solução instantânea do domínio a observar e as anomalias variam muito lentamente no tempo (Gradinarsky e Jarlemark, 2004; Champollion et al., 2005). Todos estes fatores devem ser considerados, procurando assegurar um compromisso em função dos dados disponíveis e da configuração espacial da grelha tomográfica, de modo a garantir uma solução mais precisa.

Outra particularidade importante relacionada com a implementação da tomografia GNSS tem origem nas observações SWD que não atravessam a grelha tridimensional pelo topo, isto é, que cruzam as fronteiras laterais do modelo a uma determinada altitude em vez de saírem da grelha pela fronteira da última camada vertical (ver Figura 2.7) (Rohm e Bosy, 2011; Notarpietro et al., 2011). Em vez de se removerem essas observações, que são na sua maioria formadas por ângulos de elevação baixos e que contêm informação importante sobre a distribuição do vapor de água perto da superfície, uma re-estimação do integral do vapor de água correspondente à porção do SWD que é observada no interior da grelha é desejável (Reverdy, 2008; Van Baelen et al., 2011). Outra estratégia para resolver este problema consiste na adoção de um *buffer* de vóxeis em volta de cada uma das faces laterais da grelha tridimensional, para ter em conta estas observações que têm um alcance mais longo (Champollion et al., 2005; Troller et al., 2006a; Manning et al., 2012). A estimação da parte exterior dos SWD pode ser determinada através da utilização de dados meteorológicos locais e removida da totalidade do vapor de água integrado das respetivas observações (Notarpietro et al., 2011; Bosy et al., 2012).

A relação entre o atraso do sinal GNSS e o conteúdo de vapor de água medido indiretamente pela observação da refratividade húmida ao longo da troposfera, já foi evidenciada ao longo deste capítulo (ver equações 2.2 e 2.4). A relação entre o atraso GPS e o PWV expressa pela equação 2.13 permite obter outra grandeza meteorológica recorrendo a algumas considerações sobre o estado local da atmosfera, apesar de

no geral a diferença entre as duas grandezas reduzir-se praticamente a um fator de escala (Braun et al., 2003; Brenot et al., 2006). Caso se opte pela primeira relação introduzindo no sistema tomográfico observações de atraso SWD, ou pela segunda relação onde se introduzem observações SIWV (PWV na linha de vista oblíqua do GPS), a solução obtida para o mapa 3D da densidade de vapor de água vai ter unidades diferentes. A solução tomográfica resolvida com a introdução de observações SWD, em unidades de milímetro, e o mapeamento das distâncias percorridas pelas observações na matriz A, em quilómetros, pode-se relacionar com a variação de volume da refratividade obtida em cada um dos vóxeis que pode ser expressa em unidades de ppm ( $10^6$  do mm) (Lutz et al., 2010; Perler et al., 2011) ou mm/km (Flores et al., 2000; Gradinarsky e Jarlemark, 2004; Nilsson et al., 2007; Bosy et al., 2012). Introduzindo no sistema de equações da tomografia as observações SIWV ( $\text{kg/m}^2$  ou mm), as unidades de densidade média de volume de vapor de água obtidas nos vóxeis podem ser expressas em  $\text{g/m}^3$  (Braun et al., 2003; Champollion et al., 2005; Van Baelen et al., 2011) estando neste caso as soluções mais enquadradas para aplicações meteorológicas. Outros autores apresentam resultados em unidades de refratividade ou adimensionais (Bender et al., 2011a; Notarpietro et al., 2011). As soluções das experiências tomográficas realizadas neste trabalho podem apresentar as unidades em  $\text{g/m}^3$  (exemplo capítulo 5 e 6) ou também em mm/km (exemplo capítulo 7).

As medições do vapor de água troposférico obtidas pela técnica do GPS meteorológico são particularmente importantes porque permitem medir o conteúdo absoluto de húmida de na troposfera, o que representa uma vantagem relativamente à forma mais comum de medição da humidade relativa do ar, que se traduz pela percentagem de nível de saturação relativamente à temperatura local (Lutz et al., 2010; Fry et al., 2010).

## 2.7. Caraterísticas interferometria SAR

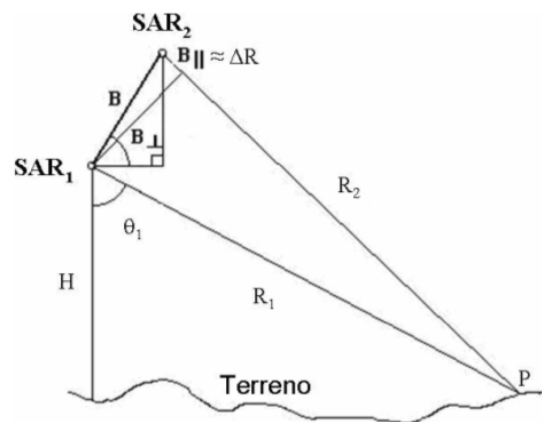
A técnica interferometria SAR consiste na medição da diferença da fase entre duas imagens de satélite adquiridas sobre a mesma região e pelo mesmo sensor, aproximadamente da mesma posição orbital, mas em duas épocas distintas. A aquisição das imagens é feita através da emissão de radiação micro-ondas a partir do sensor SAR instalado num satélite e captação do sinal refletido da superfície terrestre, tendo em conta que o sinal atravessa a atmosfera e por isso é atrasado devido à diferente distribuição do vapor de água pela camada troposférica, tal como é descrito na secção 2.1. O sinal é reproduzido em duas variáveis aleatórias distintas que são a amplitude e a fase, estando a primeira ligada à resposta do terreno no momento da reflexão do sinal e a segunda às propriedades físicas do meio envolvente durante o seu trajeto. As diferenças entre os píxeis das duas imagens são medidas em diferença de fase e em diferença geométrica (distância do terreno ao sensor espacial), contendo informação da distribuição do atraso do sinal entre as duas aquisições, onde a imagem de referência é definida como *master* e a outra como *slave* (Hanssen, 2001). À diferença de fase no interferograma é removida a componente relativa ao terreno através da aplicação de um MDT combinada com um algoritmo de desenrolamento de fase (Nico e Fortuny, 2003; Hooper et al., 2007). Desta forma resulta uma imagem da fase desenrolada do interferograma que pode ser expressa sob a forma de soma das seguintes componentes:

$$\Delta\phi = \Delta\phi_D + \Delta\phi_T + \Delta\phi_I + \Delta\phi_g + \Delta\phi_O + \Delta\phi_N + 2k\pi \quad (2.21)$$

onde  $\Delta\phi_D$  corresponde à deformação observada no terreno,  $\Delta\phi_T$  ao atraso troposférico,  $\Delta\phi_I$  ao atraso ionosférico,  $\Delta\phi_g$  ao erro no modelo digital do terreno,  $\Delta\phi_O$  corresponde à imprecisão orbital,  $\Delta\phi_N$  contém ruídos do sensor, erros de georreferenciação e variabilidade na refletividade do terreno, e  $2k\pi$  corresponde

ao termo constante de ambiguidade de fase resultante da operação de desenrolamento. A componente de fase devida à influência da camada ionosférica é residual e mantém-se aproximadamente invariável no tempo decorrido entre as várias aquisições (Mateus et al., 2013a), e como a fase é uma medida diferencial esta quantidade acaba por se anular. Outras componentes com valores residuais na contribuição total da equação 2.21 são o erro do MDT quando este tem uma elevada resolução espacial, o erro das órbitas quando são calculadas de forma precisa e a componente devida aos ruídos termais e de processamento (Hooper et al., 2007).

Normalmente os efeitos atmosféricos na troposfera são tratados no InSAR como uma limitação da técnica, mas em condições particulares estes podem até ser aferidos com bastante precisão (Mateus et al., 2013b). Se as componentes descritas em 2.21, particularmente a da deformação observada no terreno, forem suficientemente pequenas a grande maioria da estimação da diferença de fase é devida ao conteúdo de vapor de água presente na troposfera aquando da aquisição das duas imagens SAR (Catalão et al., 2011; Mateus et al., 2013b). A coerência interferométrica, que é uma forma de medir a qualidade do interferograma, deve ser suficiente para que estas medições possam na sua maioria ser estimadas como efeitos atmosféricos (Hanssen, 2001; Hooper et al., 2007). Os dois fatores principais que influenciam negativamente a coerência num interferograma são a base temporal, que se define pelo período de dias entre a aquisição de duas imagens SAR, e a base espacial, que representa a diferença geométrica entre a posição precisa das órbitas no instante da aquisição das duas imagens. Na Figura 2.8 é visível uma representação da formação de um interferograma através da passagem pela mesma órbita de duas imagens SAR e as respetivas componentes geométricas.  $R_1$  e  $R_2$  representam as distâncias entre as imagens SAR 1 e 2 e o ponto  $P$  no terreno,  $\theta_1$  representa o ângulo de incidência dos sensores e  $H$  a altitude. A base espacial  $B$  resulta da relação espacial entre a base paralela  $B_{\parallel}$  e a base perpendicular  $B_{\perp}$ .



**Figura 2.8:** Representação esquemática da aquisição de duas imagens SAR para gerar um interferograma. A base espacial  $B$  resulta da relação espacial entre a base perpendicular  $B_{\perp}$  e a base paralela  $B_{\parallel}$  (Benevides, 2009).

Outros fatores que influenciam a coerência e estão diretamente relacionados com o terreno são a vegetação, que é bastante influenciável quer pela intervenção antropogénica quer pelas variações sazonais e climáticas, e a água, cuja rugosidade da superfície é dependente do vento e das correntes hidrológicas de diversa natureza (oceano, rio ou lago). A grande vantagem das imagens de deteção remota SAR relativamente a outras multispectrais ou de sensores óticos é a sua capacidade de observação em todas as condições atmosféricas (cobertura de nuvens), independentemente da presença de radiação solar (durante a noite). Uma explicação teórica mais aprofundada sobre os princípios da interferometria SAR está presente em Benevides (2009) e Mateus (2013).

As séries temporais InSAR são utilizadas usualmente para medir a evolução temporal da deformação do terreno causada por diversos fenómenos naturais como sismos, subsidência, deslizamentos

de terra, erupções vulcânicas ou o degelo de glaciares. Por outro lado, o processamento de uma série temporal de interferogramas SAR numa região onde o terreno não é afetado por deformação significativa ao longo dos anos (confirmando com outras medições independentes), permite estudar o sinal captado nos interferogramas do ponto de vista da atmosfera (Mateus et al., 2014). Nestas condições, removendo as restantes contribuições residuais da fase, a variação temporal do atraso húmido pode ser determinada num interferograma (Hanssen, 2001). À semelhança do que acontece com o sinal GPS, o atraso medido na linha de vista do radar que percorre a troposfera depende da refratividade que influencia o sinal na altura da aquisição dos dados (Mateus et al., 2013a). Uma expressão baseada na constante aplicada aos dados GPS para converter os valores de atraso húmido obtidos do processamento em valores integrais de PWV (secção 2.5.4) pode ser aplicada às medições de  $\Delta ZWD$  determinadas a partir dos interferogramas SAR (Mateus et al., 2014). Desta forma a diferença de fase no atraso medido pela interferometria SAR é aproximadamente proporcional ao vapor de água integrado presente no sinal, em função do ângulo de incidência radar e do comprimento de onda da frequência do sinal, e pode ser determinado com uma incerteza muito pequena utilizando a seguinte expressão (Mateus et al., 2013a):

$$\Delta PWV^{SAR} = \kappa \frac{\lambda}{4\pi} \Delta\phi Mf, \quad Mf = \frac{1}{\cos(\vartheta)} \quad (2.22)$$

onde  $\lambda$  corresponde ao comprimento de onda do sensor SAR em metros,  $\vartheta$  representa o ângulo de incidência do sinal,  $\Delta\phi$  a diferença de fase desenrolada medida pela interferograma,  $Mf$  representa a função de mapeamento que descreve a dependência do atraso em relação ao ângulo de incidência e  $\kappa$  corresponde à constante de proporcionalidade entre o atraso e o PWV, estabelecida por Bevis et al. (1992). Como o PWV calculado nesta metodologia é relativo à diferença entre os instantes de tempo de aquisição da imagem *master* e *slave*, é assumido que a componente da atmosfera presente na fase relativa ao atraso hidrostático seja aproximadamente a mesma nas duas épocas. Além do mais, Zebker et al. (1997) demonstram que esta componente atmosférica é eliminada quando os planos orbitais são estimados e removidos do interferograma. Consequentemente o atraso hidrostático presente na fase interferométrica é eliminado devido ao processamento diferencial, resultando um mapa  $\Delta PWV$  de precisão suficiente (Mateus et al., 2013b). Contudo, se pretendermos aumentar ainda mais a precisão, é possível estimar o atraso hidrostático recorrendo a medidas externas de alta resolução espacial (NWP) e retirar a componente da diferença no atraso hidrostático, da diferença de fase calculada na equação 2.21.

Os mapas  $\Delta PWV$  derivados do InSAR necessitam ainda de ser calibrados com medidas externas, devido à constante arbitrária introduzida no processo de desenrolamento de fase do interferograma (Mateus et al., 2013b). Uma forma prática de o realizar consiste no cálculo dos  $\Delta PWV$  nas estações GNSS que se encontrem dentro da área do interferograma, fazendo a respetiva diferença entre os valores absolutos observados nas estações à época da imagem *master* e *slave*. Uma função de custo  $C$  é aplicada para minimizar os valores, permitindo efetuar a calibração entre as duas técnicas através da determinação de uma constante  $K$  da seguinte forma (Mateus et al., 2013a):

$$C = \sum_{n=1}^{N_{GPS}} \left\{ \Delta PWV^{GPS} - \sum_{i=1}^{N_p} \frac{\Delta PWV^{SAR}}{N_p} + K \right\}^2 \quad (2.23)$$

onde  $\Delta PWV^{SAR}$ ,  $\Delta PWV^{GPS}$  são as variações do vapor de água precipitável entre as duas épocas das imagens SAR medidas pelo InSAR e pelo GPS respetivamente,  $N_{GPS}$  é o número de estações GPS,  $N_p$  o conjunto de píxeis no interferograma delimitado por um círculo, que representa a área da atmosfera abrangida pela geometria de cone invertido centrada em cada estação GPS (Hanssen, 2001). A média dos valores dos píxeis do interferograma no interior desse círculo é utilizada para determinar a constante, que será somada aos valores finais de  $\Delta PWV$  determinados na equação 2.22.

Um exemplo para aplicação desta técnica pode ser realizado recorrendo aos dados do satélite EnviSat operacionalizado pela ESA (presentemente obsoleto), no qual está instalado um sensor ASAR que emite sinal na frequência da banda C (correspondente a um comprimento de onda de 5.6 cm) e tem um tempo de revisita médio de 35 dias. O processamento de todas as séries temporais presentes e futuras de mapas  $\Delta$ PWV obtidos das diferentes plataformas espaciais contendo a bordo sensores SAR, poderá abrir uma nova perspetiva na medição da atmosfera, que já foi batizada de meteorologia SAR (Mateus, 2013; Mateus et al., 2013b). Presentemente medições desta natureza podem ser realizadas recorrendo aos sistemas de satélites ou missões com diferentes bandas de aquisição como o ALOS-2, TerraSAR-X, Cosmo-Sky-Med e Sentinel-1, onde o período de revisita sobre a mesma região do planeta combinando todos os sensores pode diminuir para apenas alguns dias. Contudo não é possível obter interferogramas de imagens SAR com origem em diferentes órbitas, ângulos de incidência e área de rastreamento no terreno (Mateus et al., 2013b). A existência de uma cadeia de processamento de mapas atmosféricos provenientes do InSAR poderá fornecer informação de alta resolução espacial da variação do vapor de água a uma escala que presentemente não é possível de alcançar com outras técnicas de medição.

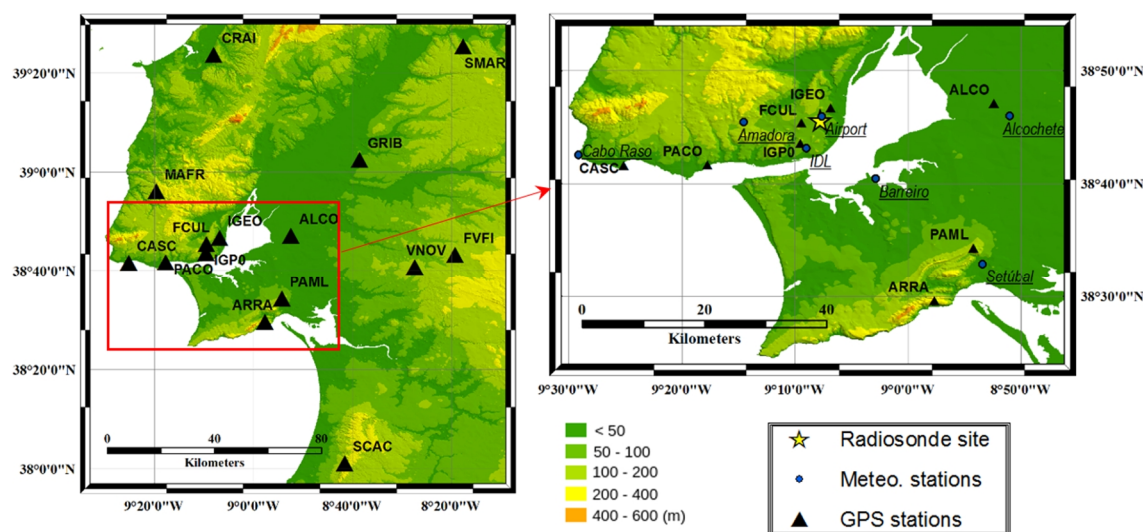


## Capítulo 3

### Implementação e tratamento de dados

#### 3.1. Descrição das experiências e configuração da rede GNSS

O primeiro passo para a realização do trabalho proposto neste tema de doutoramento consiste na obtenção de dados para implementação da tomografia GNSS, através da configuração de uma rede de estações permanentes disponível na região da Grande Lisboa e Vale do Tejo. A região de estudo abrange aproximadamente uma área de 100x150 km<sup>2</sup>, incluindo um conjunto de 15 estações permanentes distribuídas pela área visível na Figura 3.1. Parte das estações é administrada pela Direção Geral do Território (DGT); nomeadamente CASC, GRIB, IGP0, PAML, SCAC e a restante está sob a responsabilidade do Instituto Geográfico do Exército (IGeoE); em particular ALCO, ARRA, CRAI, FVFI, IGEO, MAFR, PCAR, SMAR, VNOV. Existe ainda a estação FCUL que é propriedade da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. A estação CASC é a única deste conjunto que faz parte da rede europeia de processamento EPN (*EUREF Permanent Network*).

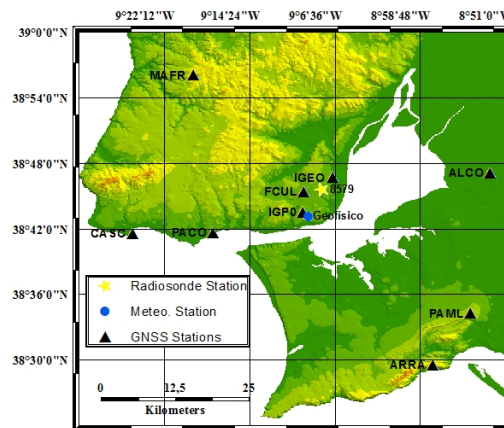


**Figura 3.1:** Distribuição das estações GNSS disponíveis para realizar a tomografia GNSS na área de estudo, com zoom sobre a área metropolitana de Lisboa onde são visíveis as estações meteorológicas e de radiossondagem.

Na Figura 3.1 é também observável um MDT, a rede de estações meteorológica utilizada neste trabalho, que faz parte do Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA) e a estação regional de radiossondagens administrada pela mesma entidade. As altitudes das estações GNSS são referidas ao elipsoide GRS80, variando desde os 75 m observados em PACO até aos 409 m registados para a estação ARRA. O relevo na região não é acentuado mas manifesta alguma complexidade, sendo relativamente plano nas áreas circundantes à margem do estuário do Tejo, localizadas a oeste de ALCO, e com duas regiões montanhosas de destaque que são a serra de Sintra, localizada a norte de CASC, e a serra da Arrábida localizada a oeste de ARRA e PAML. A sua configuração costeira revela um maior grau de

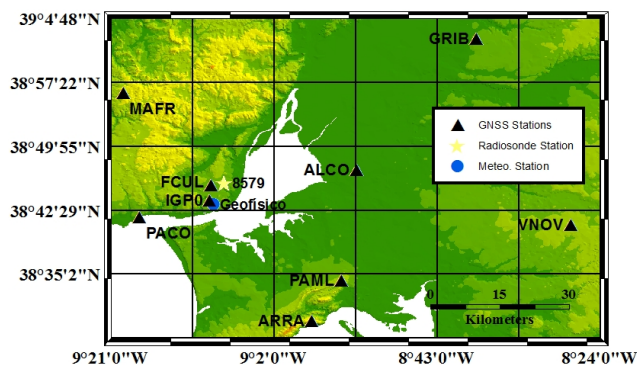
complexidade, sendo marcada pela larga extensão dos estuários do Tejo (a sul de FCUL, IGP0, IGEO e a oeste de ALCO) e do Sado (sudeste de ARRA e PAML).

A área apresentada na Figura 3.1 foi reduzida para satisfazer os requisitos necessários à realização da tomografia GNSS detalhados na secção 2.6. Esta área foi redefinida devido à existência de uma maior densidade de estações próxima da cidade de Lisboa. A configuração mais reduzida de estações é apresentada na Figura 3.2, representando uma área de aproximadamente 60x60 km<sup>2</sup> e contendo um total de 9 estações GNSS. Na figura é também visível a resolução horizontal definida para a grelha tridimensional tomográfica, que é composta por 5 vóxeis na direção longitudinal e 6 vóxeis na direção latitudinal, representando em cada vóxel uma área de cerca de 11x11 km<sup>2</sup>. A distância média entre estações é 45.5 km, sendo cerca de 4 vezes maior que resolução horizontal da grelha.



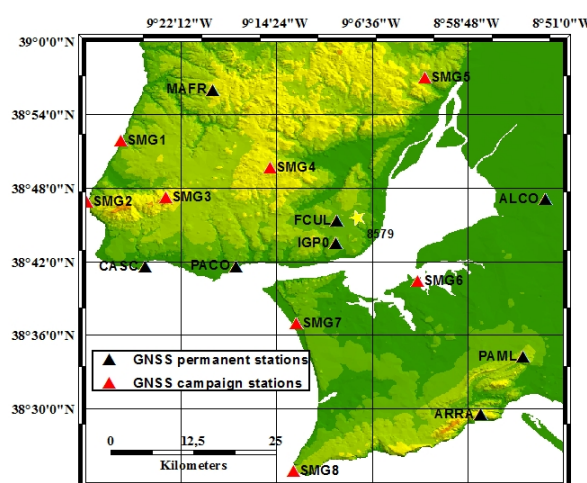
**Figura 3.2:** Área da região de estudo definida para a aplicação da técnica da tomografia GNSS na região de Lisboa, com a configuração da resolução horizontal da grelha de vóxeis.

A realização da experiência de introdução na tomografia GNSS de medições atmosféricas adquiridas de um interferograma SAR requer um conjunto de adaptações à configuração inicial da grelha definida na Figura 3.2. A área de abrangência dos dados InSAR obtidos para a região de estudo requer uma redefinição dos limites da área para a tomografia e consequentemente uma redefinição da resolução horizontal da grelha. Desta forma a nova configuração da área para este fim pode ser observada na Figura 3.3, sendo reunidos 9 recetores que se localizam no interior da imagem do interferograma e também dentro dos limites horizontais da grelha tomográfica, que representam uma área de cerca de 80x70 km<sup>2</sup>. A resolução horizontal da grelha é caracterizada por 6 vóxeis na direção longitudinal e 5 vóxeis na direção latitudinal, resultando uma área para cada vóxel de 14.5x14.5 km<sup>2</sup>.



**Figura 3.3:** Área da região de estudo definida para a aplicação da técnica da tomografia GNSS com a inclusão de dados InSAR, juntamente com a reconfiguração da resolução horizontal da grelha de vóxeis.

Uma experiência realizada a partir da configuração da rede de estações GNSS apresentada na Figura 3.2 consistiu na execução de uma campanha de campo durante julho de 2013, onde foram instalados temporariamente 8 recetores em locais estrategicamente escolhidos. Esta experiência foi realizada no âmbito do projeto SMOG, sendo também baseada na implementação do conceito por Champollion et al. (2005), onde se melhorou a distribuição espacial das estações procurando colocar uma estação por cada vóxel ao longo da distribuição da resolução horizontal da grelha. A configuração dos dados da tomografia GNSS durante esta campanha pode ser observada na Figura 3.4, onde o número de estações duplica de 8 para 16. Com o adensamento da rede inicial de estações resulta um aumento do número de observações, melhorando a geometria de varrimento da grelha tomográfica e diminuindo o número de vóxeis vazios. Desde modo, é espectável obter uma resolução espacial melhorada e uma solução da tomografia mais precisa (Champollion et al., 2005). Um dos objetivos do projeto é observar através dos mapas 3D obtidos da tomografia o fenómeno meteorológico da circulação da brisa marítima, que ocorre frequentemente nesta região durante o mês de julho.



**Figura 3.4:** Área da região de estudo onde é visível o adensamento da rede permanente de estações GNSS através da instalação temporária de 8 estações, resultando num total de 16 estações distribuídas pela grelha de vóxeis.

## 3.2. Processamento GPS

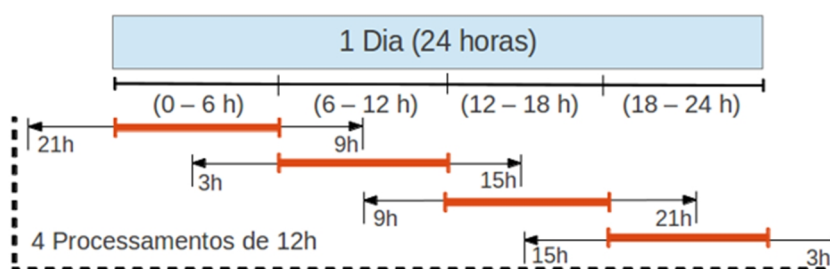
Os dados de entrada para a realização da tomografia GNSS, que são os perfis integrais SWD, só podem ser estimados a partir da determinação prévia dos perfis verticais de vapor de água na rede de estações definida na região de estudo. Estes perfis verticais são determinados através do processamento de dados GPS utilizando *software* especializado para a obtenção de parâmetros geodésicos e meteorológicos de elevada precisão nas estações GNSS. Este *software* permite utilizar um grande volume de dados e inclui um número considerável de parametrizações e modelos que se podem adotar. A determinação do posicionamento de uma rede de estações com elevada precisão garante a obtenção de erros diminutos em todas as fontes do sinal GPS (secção 2.5.1), que são condições fundamentais para determinação dos parâmetros troposféricos com a maior precisão possível (Tregoning et al., 1998). O *software* utilizado neste trabalho para este fim é o GAMIT/GLOBK (v10.3-v10.5) (Herring et al., 2010).

O GAMIT (*GPS Analysis at MIT*) organiza a informação GPS recolhida em cada estação em sessões diárias de processamento de dados, com o objetivo de obter as coordenadas das estações e os respetivos parâmetros atmosféricos com a maior precisão possível. São adicionadas à rede de estações da tomografia GNSS (ver secção 3.1) um conjunto de várias estações IGS (*International GNSS Service*) bem distribuídas por todas as localizações do globo. Deste modo é garantida uma melhor estimativa no

posicionamento, formando linhas de base suficientemente longas que permitam diminuir a correlação entre os parâmetros troposféricos e entre a altitude em estações separadas apenas por alguns quilómetros (Rocker et al., 1995; Tregoning et al., 1998). São utilizadas as órbitas precisas finais IGS. A cadeia de processamento de dados GPS foi configurada em duas etapas distintas, com vista a realizar a estimação dos parâmetros atmosféricos com a maior precisão possível.

Num primeiro passo é realizado o processamento diário de 24 horas no GAMIT, fixando um grande número de estações IGS (mais de 50) ao referencial terrestre ITRF08, aplicando posteriormente o GLOBK (*Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program*) para estimar uma solução de coordenadas global para todas as sessões diárias, de forma a obter precisão milimétrica nas coordenadas das estações GNSS de Lisboa. Um segundo passo é realizado correndo apenas o GAMIT, fixando as coordenadas precisas estimadas no primeiro passo e configurando algumas opções do programa de modo a refinar as estimativas dos parâmetros atmosféricos e a separar melhor os erros das outras fontes não troposféricas (secção 2.5.1).

Neste passo é implementada uma estratégia de sobreposição de janelas temporais de modo a reduzir a discrepância no ZTD que surge entre estimativas de dias consecutivos (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2006). O primeiro e o último valor do intervalo do processamento diário nos dados GPS têm usualmente um efeito de fronteira causado pelo método estocástico da determinação dos parâmetros, resultando em vários milímetros de divergência (Jin et al., 2007). A metodologia da sobreposição de janelas temporais consiste em efetuar 4 processamentos para cada dia, com sessões de 12 horas de duração, com início desfasados em 6 horas (21:00–09:00, 03:00–15:00, 09:00–21:00, 15:00–03:00 UTC), utilizando apenas as 6 horas centrais de cada janela. Desta forma, após a fusão da informação anterior resulta um conjunto de dados processados correspondente às 24 horas de um dia, que é mais facilmente notável no esquema apresentado na Figura 3.5.



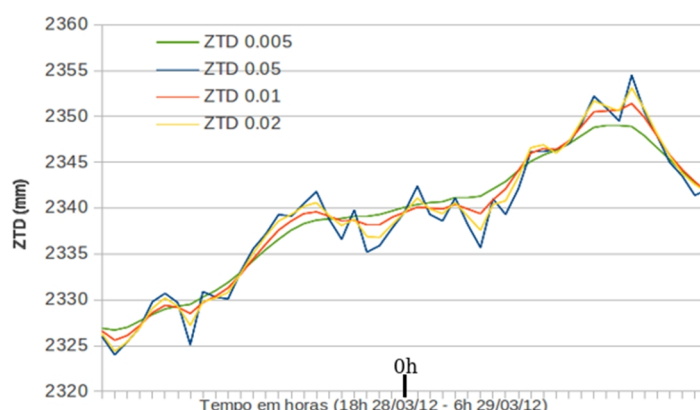
**Figura 3.5:** Esquema da estratégia de sobreposição de janelas temporais adotada para o processamento GAMIT.

As órbitas utilizadas no primeiro passo são ajustadas no sistema de equações normais do processamento GAMIT e utilizadas de forma fixa no segundo passo. Este procedimento evita a imprecisão que ocorre na estimação das órbitas quando se fazem sessões de processamento inferiores a 24 horas, principalmente quando a janela temporal de dados se sobrepõe por 2 dias. Com esta metodologia resultam estimativas do ZTD com maior precisão (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004; Jin et al., 2007). Testes realizados com diferentes configurações de janela, analisando os valores da estação IGP0 para dois dias com uma larga diferença às 0 horas, mostram que a diferença observada para uma sessão de 24 horas é 10 mm, para duas sessões de 24 horas aproveitando 12 horas centrais é de 6 mm e que para várias sessões de 12 horas aproveitando 4 ou 6 horas centrais a diferença diminui para 0.5 mm. A incerteza média do atraso diminui de 6 para 4.5 mm, com a diminuição da janela de processamento de 24 para 12 horas.

Inicialmente, o parâmetro troposférico ZTD é determinado para cada estação, a partir do valor aproximado estimado para o ZWD e do valor do ZHD determinado *a priori* com precisão. Os modelos utilizados para estimar o ZHD e o ZWD no GAMIT estão representados nas equações 2.7 e 2.8 respetivamente. Ao longo do processamento são determinadas correções ao ZTD que são calculadas com



base na variação temporal do ZHD, usando a interpolação linear *piecewise* em diferentes nodos temporais (função definida por partes ou segmentos de reta, com vários subdomínios da variável a determinar) (Herring et al., 2010). A esta função é constrangido um processo estocástico Gauss-Markov que tem um impacto significativo na estimação do ZTD (Jin e Wang, 2004; Brenot et al., 2014). As opções de parametrização desta função são a variação do ZTD, definida com o valor de  $1 \text{ cm/h}^{1/2}$  (Champollion et al., 2004) e a variação no caso dos gradientes horizontais, definida com o valor  $2 \text{ cm/h}^{1/2}$  (Brenot et al., 2014). Foram realizados testes avaliando a influência do parâmetro da variação do ZTD da função estocástica, na determinação final do ZTD, que são visíveis na Figura 3.6. Valores elevados do parâmetro (0.05) parecem criar demasiados artefactos no ZTD, enquanto valores demasiados pequenos (0.005) provocam suavização do ZTD, tal como foi verificado em estudos anteriores (Brenot et al., 2006; 2014). Posto isto, a escolha do valor de 1 cm para o parâmetro da variação do ZTD é uma opção equilibrada.



**Figura 3.6:** Comparação do ZTD determinado na estação IGP0 para diferentes valores do parâmetro da variação zenital, ligado à função estocástica Gauss-Markov.

O objetivo da determinação do ZTD com a melhor precisão possível é garantir estimativas do ZWD nas mesmas condições, sendo este último fundamental para a realização da tomografia GNSS. A frequência de estimação dos ZTD é definida em intervalos de 15 minutos (96 valores por dia) e os respetivos gradientes horizontais em intervalos de 30 minutos (48 valores por dia), criando um equilíbrio entre a cobertura temporal ao longo da série diária de dados GPS e o tempo consumido no processamento dos mesmos (Herring et al., 2010). Uma frequência temporal mais apertada para os parâmetros atmosféricos resultaria num aumento extraordinário no tempo de processamento GPS, devido à duplicação ou triplicação do número de parâmetros a determinar por sessão.

Geometricamente o ZTD é determinado tendo em conta a média pesada de todos os satélites observáveis no horizonte com diferentes linhas de vista, formando uma geometria de observação de cone invertido a partir de cada estação GNSS (Figura 2.6). Este peso é definido através das funções de mapeamento introduzidas na secção 2.5.5, onde o atraso oblíquo tem um peso maior quando o seu ângulo de elevação é mais próximo do zénite. Uma máscara de corte com um ângulo de  $15^\circ$  é definida no primeiro passo quando se calculam as coordenadas das estações, sendo este parâmetro relaxado para os  $7^\circ$  quando se determinam os parâmetros atmosféricos finais no segundo passo. Desta forma é observado o maior volume possível de vapor de água na área, que posteriormente vai ser reconstruído do ZWD na direção da linha de vista do satélite através dos SWD. Para tal são também aplicadas as funções de mapeamento VMF1 (*Vienna Mapping Function 1*) (Boehm et al., 2006). O ZHD foi modelado a partir de medições de pressão obtidas a partir de dados climatológicos, visto que na rede de Lisboa apenas a estação GNSS CASC possui um barómetro acoplado. Para tal, foi utilizada a grelha global de dados ZHD ( $2.5^\circ \times 2.0^\circ$ ) integrada nas funções de mapeamento VMF1, que foi determinada a partir de dados de reanálise

meteorológica de 40 anos provenientes do ECMWF, com valores de 6 em 6 horas. Foi estimada uma exatidão global de 2 a 4 mm para o ZHD determinado por esta metodologia (Fernandes et al., 2013).

A temperatura à superfície para iniciar o ZWD (equação 2.8) é obtida a partir dos dados do modelo GPT (*Global Pressure and Temperature*), que contém também grelhas globais (15°x15°) baseadas na reanálise de dados meteorológicos ECMWF mas com frequência de apenas um valor por dia, sendo bastante mais grosseiros que os dados de reanálise provenientes das VMF1 (Boehm et al., 2007). Neste caso o parâmetro da humidade relativa é mantido a 0.5 (Herring et al., 2010). Recentemente foi disponibilizada uma versão melhorada deste modelo, o GPT2, que fornece como dados de saída a pressão atmosférica, temperatura, *lapse rate* e pressão do vapor de água, com base numa grelha de 5° baseada nos dados do ERA-Interim (6 horas de intervalo) (Lagler et al., 2013). A escolha desta opção em futuros processamentos GAMIT será uma mais-valia para a determinação mais precisa do ZWD.

Outros modelos globais relacionados com a atmosfera e também configurados no processamento GAMIT são um modelo de carregamento oceânico derivado das marés (FES2004, *Finite Element Solutions 2004*), sendo recomendado para o cálculo mais preciso dos parâmetros atmosféricos (Herring et al., 2010), juntamente com um modelo de carregamento da pressão atmosférica com origem em dados de pressão atmosférica à superfície provenientes do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) (Tregoning e van Dam, 2005).

Os gradientes horizontais do atraso zenital troposférico podem também ser calculados no GAMIT, seguindo a formulação da equação 2.10, sendo determinados em unidades métricas nas direções norte-sul e este-oeste e referidos aos 10° de elevação (Herring et al., 2010). Os resíduos pós ajustamento, que resultam no final do processamento GPS, são referidos a cada observação dada pelo par estação satélite, representando a diferença entre a observação inicialmente modelada e a observação final estimada (Champollion et al., 2004). Como já foi referenciado anteriormente (secção 2.5.3), este resíduo pode conter contribuições troposféricas não modeladas, possivelmente associadas a contribuições anisotrópicas do vapor de água tal como no gradiente troposférico (Flores et al., 2000). Em condições usuais a magnitude dos resíduos é próxima do 1 mm de atraso no zénite, mas que facilmente se amplifica quando é mapeado para ângulos de vista próximos do horizonte, para além de aumentar fortemente em situações meteorológicas severas com presença de chuva ou granizo (Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2006).

O atraso ZWD determinado no final do processamento GAMIT é convertido em PWV, seguindo a relação descrita na secção 2.5.4. A constante de proporcionalidade  $\kappa$  relativa à equação 2.13 foi adaptada aos dados da rede de estações GNSS de Lisboa. É utilizada uma relação entre o integral da temperatura média  $T_m$  e a temperatura à superfície estimada a partir da análise de uma série anual de 3 anos de radiossondas lançadas em Lisboa (Figura 3.1) (Mateus et al., 2014):

$$T_m = 47.2 + 0.8T_s \quad (3.1)$$

onde  $T_s$  representa a temperatura observada numa qualquer estação da rede GNSS utilizada neste trabalho. O erro médio quadrático estimado para a equação 3.1 é de 2.6 Kelvin. Os restantes valores da equação 2.13 definidos no GAMIT para determinar a constante  $\kappa$  apresentam os seguintes valores:  $R_v = 461.50$  J/(kg.K),  $\rho_l = 1000$  kg/m<sup>3</sup>,  $k'_2 = 21.82$  K/hPa,  $k_3 = 3.69102 \times 10^5$  K<sup>2</sup>/hPa (Herring et al., 2010).

### 3.3. Configuração da tomografia GNSS

#### 3.3.1. Resolução espacial e temporal

A configuração do domínio espacial para se poder realizar a tomografia GNSS é outra tarefa crucial para a obtenção das soluções do vapor de água. A discretização do espaço horizontal em 2 dimensões, determinado em função da configuração geográfica da rede de estações escolhida para realizar estas experiências, já foi apresentada anteriormente na secção 3.1. A definição do espaçamento horizontal dos vóxeis é uma tarefa delicada porque depende da distribuição espacial dos dados GNSS, que em geral não é suficientemente homogênea para permitir realizar a tomografia de forma ótima. Uma resolução demasiado baixa pode gerar uma solução grosseira omitindo variações importantes no vapor de água, enquanto uma resolução demasiado alta pode criar um desequilíbrio entre o número de vóxeis e o número de estações existentes e consequentemente aumentar o número de vóxeis vazios, diminuindo a precisão da solução global ou até mesmo impossibilitando a inversão do sistema de equações. A ponderação entre estes fatores deve ser considerada para a obtenção de uma solução tomográfica que represente corretamente o conteúdo de vapor de água (Braun et al., 2003).

Existem alguns indicadores sobre boas práticas para se definir a resolução horizontal da tomografia GNSS, como a definição da distância horizontal ótima ser próxima da média das distâncias observadas entre as estações da rede (Champollion et al., 2005; Bender e Raabe, 2007), a dimensão do voxel na horizontal ser pelo menos 3 a 5 vezes maior do que o espaçamento definido para as camadas verticais (Rohm e Bosy, 2009; Bosy et al., 2010). Outros estudos defendem que a distribuição vertical entre estações, ou seja a topografia do terreno, também é um fator importante para a realização da tomografia porque permite aumentar o número de intersecções entre SWD de estações diferentes (Champollion et al., 2005; Rohm, 2013), enquanto a resolução vertical numa rede plana é mais difícil de reconstruir sem a introdução de informação *a priori* (Flores et al., 2000; Flores et al., 2001; Lutz, 2008).

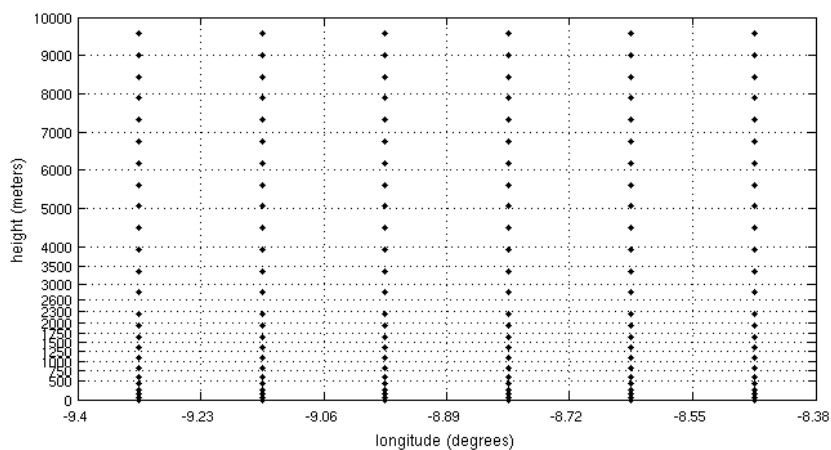
A resolução horizontal da grelha tomográfica das várias experiências deste trabalho foi definida experimentalmente, tendo em mente os fatores anteriormente discutidos e procurando ajustar uma malha regular à distribuição geográfica das estações apresentada na Figura 3.1, de forma a maximizar o número de vóxeis total na região e a minimizar o número de vóxeis sem nenhuma estação no seu interior. A malha horizontal que divide os vóxeis é estrategicamente posicionada de forma que os seus limites se encontrem o mais próximo possível das estações, para permitir que os SWD intercetem mais facilmente os vóxeis vizinhos, procurando minimizar o número global de vóxeis vazios.

A resolução vertical usualmente definida para a tomografia GNSS tem um espaçamento muito menor que o da resolução horizontal, variando entre as centenas de metros até aos poucos quilómetros. Os níveis verticais das camadas são definidos a uma altitude fixa e de forma constante no plano horizontal, contrariamente ao que acontece na definição das altitudes num NWP que normalmente seguem níveis fixos de pressão atmosférica. O espaçamento vertical das camadas pode ser homogêneo, mas para modelar corretamente o vapor de água é recomendável um espaçamento mais fino nas camadas mais próximas do terreno, incrementando a sua separação com o aumento da altitude ao longo da troposfera (Troller et al., 2006a; Champollion et al., 2009; Zhang et al., 2015), de forma semelhante ao verificado em vários modelos NWP. Um compromisso entre o número de vóxeis e a resolução espacial da solução do vapor de água deve ser também considerado para a grelha vertical, com a vantagem de neste caso não haver dependência da distribuição das estações mas sim da maior distribuição do conteúdo do vapor de água na

baixa troposfera (Brenot et al., 2006). Para além disso, já foi verificado que um espaçamento demasiado fino não trás benefícios para a solução tomográfica, podendo até aumentar o nível de ruído (Flores et al., 2000; Bi et al., 2006; Lutz, 2008; Reverdy, 2008).

O limite ou fronteira superior da grelha é dado pela camada vertical mais elevada, sendo usualmente definido a uma altitude onde a densidade do vapor de água é perto de zero, entrando na tropopausa, sendo a sua localização variável em função da latitude média observada para a região de estudo (Mateus, 2013c). Existe uma grande discrepância na definição da altitude máxima para a grelha tomográfica documentada em vários estudos de tomografia GNSS, variando entre 5 km (Braun et al., 2003), 8 km (Gradinarsky e Jarlemark, 2004), 9 km (Rohm e Bosy, 2009), 10 km (Hirahara, 2000; Champollion et al., 2005; Xia et al., 2013), 12 km (Van Baelen et al., 2011; Labbouz et al., 2013; Brenot et al., 2014) e até 15 km (Flores et al., 2010; Troller et al., 2006b). A fronteira inferior da resolução vertical é dada entre a topografia do terreno e a altitude definida para a camada menos elevada, que também é importante para a definição do modelo. Flores et al. (2000) estimou que a altitude mínima para a realização da tomografia sem um elevado nível de ruído seria 350 m. Contudo o valor frequentemente mais adotado fixa-se nos 500 m de altitude (Champollion et al., 2005; Notarpietro et al., 2011; Bender et al., 2011a).

A grelha vertical utilizada para as experiências anteriormente apresentadas é definida por 18 camadas. A primeira camada é definida desde o terreno até aos 500 m de altitude, seguindo-se camadas com uma separação de 250 m até aos 2 km, incrementando a espessura para 300 m até aos 3 km, para 500 m até aos 4 km e de 1000 m em diante até chegar à ultima camada definida aos 10 km de altitude. Este valor de altitude limite de 10 km para a grelha está em concordância com a altitude média da tropopausa verificada em latitudes médias (Miranda, 2001). A referência altimétrica adotada na grelha vertical é referida ao elipsoide do sistema de coordenadas GPS (GRS80), para estar em conformidade com a altitude obtida nas estações da rede GNSS após o processamento GPS. Uma representação da resolução vertical do modelo é apresentada na Figura 3.7, comparando com a distribuição vertical média do modelo numérico WRF (*Weather Research and Forecast*).



**Figura 3.7:** Projeção vertical ao longo da longitude representando a resolução vertical definida para a grelha tomográfica (resolução horizontal da configuração da Figura 3.3). Pontos negros indicam resolução vertical média dos níveis do modelo numérico de previsão WRF. Escala vertical exagerada.

Após a definição da resolução espacial da grelha tomográfica é necessário definir o intervalo temporal para agrupar as observações SWD provenientes da rede de estações GNSS. Este intervalo deve ser largo o suficiente para permitir que os raios atravessem a grelha com um número elevado de linhas de vista diferentes (Bender e Raabe, 2007). A duração do intervalo definido para a solução tomográfica deve ser escolhida de forma balanceada, porque períodos demasiado curtos podem ter um número insuficiente de observações SWD a cruzar o modelo, e períodos demasiados longos podem mitigar variações

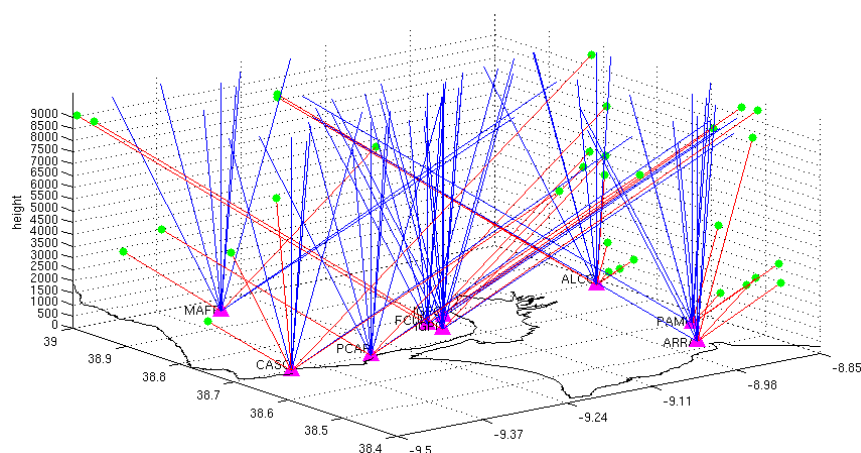


importantes no conteúdo local de vapor de água, especialmente em situações de tempo severo quando o vapor de água varia mais rapidamente (Champollion et al., 2005; Notarpietro et al., 2011). O intervalo temporal definido em vários estudos de tomografia GNSS pode ser muito variável (entre 5 minutos e 1 hora), e deve ser ajustado empiricamente às características geográficas e climáticas da região (Notarpietro et al., 2011). Desta forma um intervalo de 30 minutos é escolhido para realizar as experiências da tomografia nesta região de estudo.

### 3.3.2. Configuração dos dados de entrada e constrangimentos

Foi desenvolvido um programa informático para a realização da tomografia GNSS recorrendo à linguagem MATLAB. Os ZWD determinados do processamento GPS descrito na secção 3.2 são reconstruídos na direção de cada satélite (ver equações 2.6 e 2.15) utilizando as funções de mapeamento VMF1 para gerar os respetivos dados de entrada SWD. Existe também a possibilidade de incluir gradientes horizontais troposféricos e resíduos pós ajustamento para completar a observação de atraso húmido oblíquo (equações 2.9 e 2.10). Antes da aplicação das funções de mapeamento, os ZWD determinados na frequência de 15 minutos são interpolados temporalmente para 30 segundos, que é o intervalo em que a informação geométrica de elevação e azimuth de cada par estação-satélite é guardada no processamento GPS. O objetivo é aumentar o número de observações SWD de entrada para a tomografia, procurando deste modo um varrimento mais eficiente da grelha tomográfica.

A materialização da resolução espacial da grelha definida na secção anterior é realizada através da definição da matriz de configuração  $A$ , introduzida na secção 2.6 (equação 2.17). A matriz  $A$  estabelece a ponte entre o espaço físico da discretização da troposfera e da geometria de observações com o integral de humidade de cada observação SWD, permitindo a formulação de equações para resolver o conteúdo de refratividade em cada vóxel. Um algoritmo de varrimento (*ray tracing*) foi desenvolvido para esta finalidade, determinando a distância percorrida por cada SWD no interior de cada vóxel da grelha 3D. Uma ilustração tridimensional deste procedimento é apresentada na Figura 3.8 com uma representação dos dados de Lisboa juntamente com a grelha tomográfica. O varrimento das observações SWD a partir de cada estação mostra a geometria distinta de cone invertido fornecida pela distribuição espacial dos satélites GPS no horizonte. Esta distribuição depende da dinâmica da constelação dos satélites GPS que tem uma variação diária muito considerável, influenciando o número de pontos intersectados pelas observações SWD obtido por cada período definido para a solução tomográfica.



**Figura 3.8:** Exemplo de representação das observações SWD provenientes da rede de estações GNSS de Lisboa com a grelha tomográfica 3D (Figura 3.2). Os raios azuis atravessam o topo do modelo e os vermelhos a parte lateral. A escala da altitude é exagerada e são apresentados SWD durante 30 segundos para facilitar a visualização.

Os fatores que mais contribuem para o número de vóxeis intersectados pelas observações SWD são a resolução espacial da grelha, a resolução temporal definida para a solução, o número e distribuição espacial das estações da rede GNSS, a distribuição espacial dos satélites no horizonte e a máscara do ângulo de corte definida no processamento GPS. Todos estes fatores afetam diretamente a distribuição e quantidade dos SWD disponíveis para varrer o espaço da grelha tomográfica 3D, influenciando também a qualidade na reconstrução da solução da tomografia (Bender e Raabe, 2007). Facilmente se observa na Figura 3.8 que os vóxeis localizados na coluna onde existe uma estação são atravessados por muitas observações, contrariamente aos vóxeis mais periféricos onde é notável um preenchimento mais escasso ou até mesmo alguns vóxeis onde nenhum SWD é intersectado. Usualmente a rede de estações GNSS apenas consegue observar parcialmente o horizonte, resultando em vóxeis vazios principalmente localizados nos níveis verticais menos elevados da grelha (Champollion et al., 2005; Rohm, 2012).

Como já foi descrito ao longo deste capítulo e anteriormente na secção 2.6, a existência de vóxeis não percorridos por nenhum SWD condiciona a inversão da matriz  $A$  no sistema de equações da tomografia (equação 2.17), sendo necessária a introdução de constrangimentos (ver equação 2.19). Neste trabalho é introduzida uma média pesada da refratividade para constranger cada vóxel em função do inverso da distância horizontal a todos os vóxeis na mesma camada vertical (Rohm e Bosy, 2011). A aplicação destes constrangimentos deve ser afinada de modo a evitar situações extremas na solução final, como a mitigação de variações importantes do vapor de água ou a introdução de valores erróneos não relacionados com a atmosfera (Rohm e Bosy, 2009; Lutz et al., 2010; Perler et al., 2011). Outra característica implementada no programa da tomografia consiste na fixação a zero dos valores de vapor de água nas camadas verticais mais próximas da tropopausa, que é uma assunção muito próxima da realidade na grande maioria dos casos (Flores et al., 2000; Troller et al., 2002). A introdução das medições precisas de ZWD obtidas diretamente do processamento de dados GPS, juntamente com uma discretização vertical do seu conteúdo caracterizada por um perfil atmosférico *standard* ou padrão (Van Baelen et al., 2011; Brenot et al., 2014) (ver detalhes na equação 3.3), é também uma opção implementada neste programa. Uma interpolação espacial 2D dos perfis verticais obtidos em cada estação da rede GNSS recorrendo ao método do inverso da distância pesada, é aplicada aos dados de modo a extrapolar esta informação para as colunas de vóxeis vazios (ver figuras secção 3.1). De forma semelhante ao constrangimento aplicado na camada vertical de topo, a camada vertical menos elevada pode também ser condicionada pela determinação de valores de refratividade húmida à superfície. A partir da equação 2.2 é possível determinar a refratividade introduzindo valores lidos por exemplo de um NWP (Bender et al., 2011a) ou de estações meteorológicas à superfície (Troller et al., 2006a).

A introdução de uma solução inicial na tomografia GNSS é uma característica importante na resolução do respetivo sistema de equações, mesmo que a informação seja aproximada, porque descreve a distribuição vertical do estado do vapor de água na atmosfera (Champollion et al., 2005; Lutz et al., 2010; Van Baelen et al., 2011). À partida, e observando os exemplos dados nas secções 2.2, 2.3 e 2.6, todo o tipo de medições atmosféricas com a capacidade de reproduzir o conteúdo de humidade na troposfera podem ser adaptadas à resolução espacial da grelha tridimensional da tomografia, sejam obtidas de perfis verticais, imagens 2D ou modelos 3D. A solução *a priori*  $N_0$  é introduzida no sistema de equações 2.18, ajustando também a respetiva matriz de covariâncias  $C_0$ . Esta matriz é construída utilizando funções de covariância ( $Cov$ ) tendo em conta a distância horizontal ou vertical da resolução espacial da grelha tomográfica:

$$Cov(d) = Cov_0 \left( 1 + \frac{d}{\psi} \right) e^{-\frac{d}{\psi}} \quad (3.2)$$

onde  $d$  é a distância horizontal ou vertical entre vóxeis,  $\psi$  a distância de correlação e  $Cov_0$  é a variância dos dados. Os valores da distância de correlação atribuídos para a distância horizontal (11-16 km) são

muito maiores do que os definidos para a distância vertical (1.0-2.0 km), devido ao espaçamento irregular da grelha tomográfica (na ordem dos quilómetros na horizontal, na ordem das centenas de metro na vertical) (Foelsche e Kirchengast, 2001). O valor da variância dos dados é definido com maior incerteza em todas as camadas verticais (maior que 1), exceto na menos elevada onde o valor é bastante reduzido (menor que 1) de forma a lhe atribuir mais peso (Champollion et al., 2005). Estes valores são ajustados empiricamente, tendo em conta a resolução espacial da grelha tridimensional de forma a minimizar a introdução de efeitos de suavização na solução tomográfica.

Se não existir nenhuma solução inicial para descrever o estado do vapor de água no espaço da grelha tomográfica, a tomografia GNSS pode ser resolvida simplificando a expressão dos mínimos quadrados ponderados segundo a equação 2.18. Nestes casos a distribuição vertical do vapor de água pode ser descrita impondo que os valores de refratividade a determinar sigam o comportamento de um perfil atmosférico padrão da humidade, por exemplo através da seguinte expressão:

$$N^{wet}(h) = N_{sea-level} \cdot e^{\left(\frac{h}{\psi}\right)} \quad (3.3)$$

onde,  $N^{wet}$  representa a refratividade a uma determinada altitude  $h$ ,  $N_{sea-level}$  a refratividade estimada ao NMM, e  $\psi$  é a distância vertical de correlação, muitas vezes conhecida como o fator de escala. Este valor é ajustado empiricamente a partir das condições da troposfera local. A expressão anterior procura descrever aproximadamente o conteúdo do vapor de água que decresce em altitude seguindo uma função exponencial negativa (Gradinarsky et al., 2002), cuja forma é dada pela escala da altitude do vapor de água que se situa usualmente entre os 2 a 3 km de altitude (Perler et al., 2011; Brenot et al., 2014). O peso atribuído à coluna de vóxeis deve ser proporcional à distribuição vertical do perfil atmosférico, com uma atribuição de um peso maior onde o vapor de água é mais significativo (Van Baelen et al., 2011).

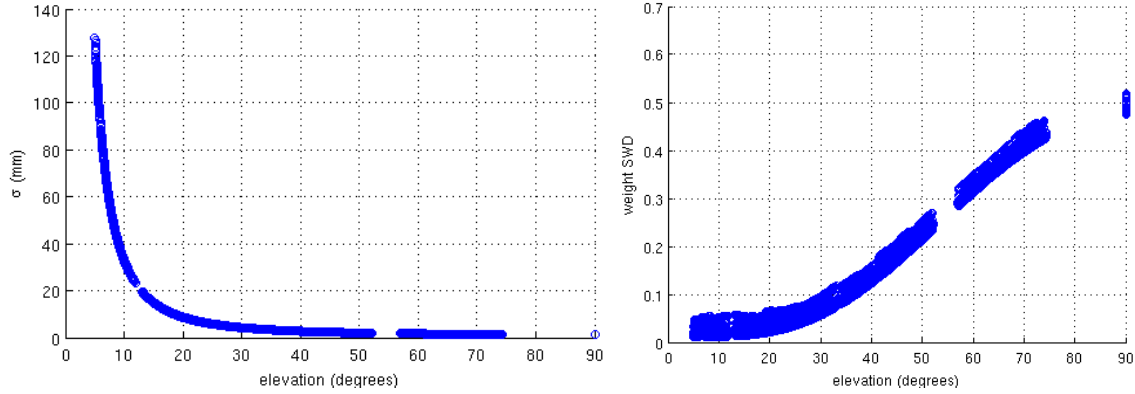
A refratividade húmida ao NMM representada na equação 3.3 deve ser corrigida em função da altitude média observada na primeira camada vertical. Neste trabalho é aplicada uma correção da temperatura a partir da medição na estação meteorológica considerada de referência (estação Geofísico ou IDL, Figura 3.2). O gradiente adiabático (*lapse rate*) na correção das diferenças de altitude entre o nível do mar e a estação meteorológica apresenta o valor constante de 6.5 C°/km, que é o mesmo que é definido no processamento de dados no GAMIT. É ainda importante salientar que as medições integrais do vapor de água provenientes do GPS estão naturalmente correlacionadas com a topografia local (Brenot et al., 2006), como se observa na definição do ZHD (equação 2.7). Naturalmente, uma estação situada ao NMM observa em média mais vapor integrado do que uma situada na montanha (Tregoning e Herring, 1998; Jin et al., 2007).

A definição das variâncias a atribuir a cada observação SWD e a introduzir nas equações 2.18 resulta da combinação de duas características. A precisão obtida para cada ZWD no processamento de dados GPS é combinada com o modelo de erro em função do ângulo de elevação de cada SWD, também extraído do GAMIT, que “projeta” o erro na direção oblíqua de cada observação (Boehm et al., 2006). Cada variância  $\sigma_{SWD}^2$  é introduzida na diagonal da matriz de covariâncias  $C$  utilizando a seguinte formulação:

$$\sigma_{SWD}^2 = \sigma_{ZWD}^2 \cdot k_{ZWD} + \sigma_{\varepsilon}^2 \cdot k_{\varepsilon}, \quad \sigma_{\varepsilon} = \left( a^2 + \frac{b^2}{\sin(\varepsilon)} \right) \quad (3.4)$$

onde  $\sigma_{ZWD}$  corresponde ao erro obtido na determinação do ZWD,  $\sigma_{\varepsilon}$  corresponde ao modelo do erro da observação de fase dependente da elevação  $\varepsilon$ , com os valores definidos por defeito  $a=4.3$  e  $b=7.0$  mm (Herring et al., 2010). Os elementos de ponderação entre as duas características  $k_{ZWD}$  e  $k_{\varepsilon}$  são ajustados empiricamente. Na Figura 3.9 é apresentado um exemplo do comportamento da função  $\sigma_{\varepsilon}$  e outro exemplo

do peso dado às observações SWD, com base no inverso da variância, determinadas para um conjunto de dados de entrada da tomografia. Os valores do erro desta função foram divididos por uma constante de forma a se ajustarem mais facilmente ao comportamento pretendido para o modelo do erro das observações SWD, que é semelhante ao gráfico de valores da função de mapeamento húmida apresentado na Figura 2.5.



**Figura 3.9:** Representação do erro da observação dependente da elevação no GAMIT (equação 3.4) (esquerda). Representação do peso definido para um conjunto de observações SWD na tomografia, com  $k_{ZWD}=0.7, k_e=0.5$  e modelo  $\sigma_e$  ajustado.

Outro aspeto importante que importa tratar na tomografia GNSS são os SWD que atravessam os limites da grelha 3D pelas faces laterais antes de chegar à fronteira de topo (ver Figura 3.8). Nestes casos o valor do integral de vapor de água da observação SWD está a ser sobrestimado no interior do modelo, porque a parte que está fora da grelha pode ter uma quantidade significativa de vapor, dependendo da altitude a que o raio atravessa os seus limites. Os SWD que atravessam o modelo pelo topo já estão a uma altitude onde o vapor de água é considerado nulo. Várias estratégias para lidar com este problema são apresentadas na secção 2.6. Neste trabalho é realizada uma re-estimação destas observações recorrendo à função exponencial negativa apresentada na equação 3.3. A porção do raio no interior da grelha é estimada a partir do valor total do atraso em função da altitude a que o raio atravessa os limites da grelha e da distância percorrida no seu interior.

A obtenção de uma solução 3D da refratividade a partir da realização da tomografia GNSS requer uma configuração cuidada do sistema de pesos e dos constrangimentos considerados na resolução do sistema de equações. Para além disso é atribuído um peso global para cada um dos constrangimentos apresentados (Flores et al., 2000; Flores et al., 2001), que são afinados em função da variância *a posteriori* obtida na solução tomográfica, reajustando os valores caso não seja obtida solução ou os seus valores não tenham significado físico. Esta avaliação é normalmente efetuada comparando com medições meteorológicas obtidas na região de estudo, como é apresentado em detalhe na secção seguinte.

### 3.4. Validação dos resultados da tomografia

Um método simples para uma primeira apreciação da qualidade da reconstrução tomográfica é a determinação do integral do vapor de água em cada uma das colunas verticais da grelha tomográfica. O valor preciso do ZWD em cada uma das estações GNSS pode ser comparado com o integral dos valores de refratividade dos vóxeis obtidos em cada coluna da solução tomográfica. O ZWD pode ser determinado a partir da tomografia ( $ZWD_{tomog}$ ), através do somatório da refratividade medida ao longo da dimensão vertical do vóxel em cada camada vertical ( $N_d^{wet}(k)$ ):

$$ZWD_{tomog} = 10^{-6} \int_h^H N^{wet} .dz = 10^{-6} \sum_{k=1}^K N_d^{wet}(k) .dh \quad (3.5)$$

com  $h$  igual à altitude do terreno,  $H$  igual à altitude vertical da grelha tomográfica,  $K$  igual ao número total de camadas verticais do modelo e  $k$  representando cada nível vertical. Uma interpolação bidimensional entre a rede de estações GNSS da região de estudo, como a descrita na secção 3.2.2, pode ser realizada para preencher os vóxeis sem nenhuma estação localizada no seu interior. Um desfasamento considerável entre os ZWD das estações e os ZWD calculados pela tomografia pode ser um indicador de que a solução apresenta ruído considerável ou que não é realista do ponto de vista atmosférico. A relação expressa na equação 3.5 é também válida para comparação dos resultados da tomografia com perfis verticais obtidos de outras metodologias de observação como radiossondas, modelos NWP, imagens de satélite ou outro tipo de instrumento meteorológico (Bi et al., 2006; Shangguan et al., 2013).

Nas secções seguintes serão apresentadas metodologias mais refinadas para avaliar o resultado da tomografia a partir de medições de radiossonda e modelos NWP. De notar que a metodologia seguidamente apresentada também é válida para definir uma solução inicial para resolver o sistema de equações (equação 2.18), através da estimação de valores de refratividade em cada vóxel da grelha tomográfica.

### 3.4.1. Radiossondas

Apesar das limitações de resolução horizontal e temporal nas medições de vapor de água adquiridas pela técnica da radiossondagem atmosférica, que são descritas na secção 2.2, presentemente este método continua a ser o mais fiável e confiável na descrição do seu conteúdo vertical. A estação de radiossondagem (nº8579 na lista internacional de estações) localizada no interior da rede GNSS definida para a tomografia (ver figuras na secção 3.1), mais concretamente junto do aeroporto de Lisboa, foi utilizada para a validação das soluções obtidas. A estação está situada a uma altitude ortométrica de 105 m (158.4 m altitude elipsoidal) e é efetuado normalmente um lançamento por dia (12:00 UTC). Como a radiossonda adquire informação ao longo do perfil vertical da ascensão do balão, a coluna de vóxeis que contém a localização geográfica da estação de radiossondagens é extraída da solução tomográfica para comparação dos resultados de refratividade. Desta forma a coluna é seleccionada de modo diferente em função da configuração da resolução horizontal da grelha, isto é, a coluna seleccionada na Figura 3.2 é diferente da seleccionada na Figura 3.3.

Os valores obtidos da radiossonda são convertidos em refratividade húmida utilizando as medições pontuais de pressão atmosférica, temperatura e humidade relativa adquiridas ao longo do perfil vertical, aplicando a equação 2.2. As constantes utilizadas na expressão são  $k_1=77.61$ ,  $k_2=71.6$  e  $k_3=3.75 \times 10^5$  K<sup>2</sup>/hPa, juntamente com outras constantes relativas ao ar seco e húmido para determinar a compressibilidade do ar, permitem estimar a refratividade com uma precisão de 0.5% (Hanssen, 2001). Para a determinação do termo relativo à pressão parcial do vapor de água ( $ew$ ) é adotada uma expressão mais precisa dada por (Jarraud, 2008; Lutz, 2008):

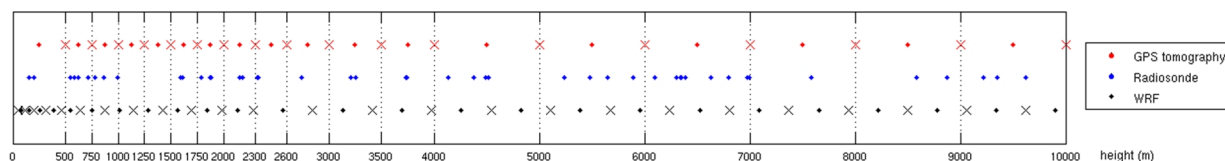
$$ew = 6.112 Rh . exp \left( \frac{17.62 T_c}{T_c + 243.12} \right) \quad (3.6)$$

onde  $Rh$  representa a humidade relativa entre 0 e 1 e  $T_c$  a temperatura em graus celsius. Foi estimado um erro médio de 2.4 mm na estimação do atraso a partir da análise da série anual de 3 anos de radiossondagens em Lisboa (Mateus, 2013). É importante ter em consideração que fisicamente a natureza

da medição da refratividade obtida através das sondas é distinta da refratividade obtida por tomografia GNSS. Os valores das sondas referem-se a medições absolutas e instantâneas obtidas num perfil vertical de altitude crescente ao longo do percurso ascendente do balão, que demora cerca de meia hora a chegar à tropopausa. A refratividade obtida na tomografia é calculada de forma média ao longo de um intervalo temporal de 30 minutos de observações, sobre uma resolução espacial com vóxeis de dimensão na ordem de alguns quilómetros, referindo-se por isso a uma larga porção de volume (Champollion et al., 2005; Bi et al., 2006). Posto isto são naturalmente esperadas diferenças quando se efetua a avaliação dos resultados tanto qualitativa como quantitativa.

A técnica de radiossondagem da atmosfera pode também apresentar erros que usualmente são muito difíceis de quantificar (Shangguan et al., 2013). A meteorologia do meio envolvente é um fator de perturbação dos sensores da sonda. Um dos agentes mais influentes é o vento (Champollion et al., 2005) que em elevada intensidade pode provocar desvios na ordem das centenas de quilómetros em relação à localização inicial do lançamento da sonda (Mateus et al., 2015). Já foi observado que em períodos de instabilidade meteorológica as diferenças de valores entre a tomografia GNSS e as sondas são maiores (Shangguan et al., 2013). Acrescenta-se ainda o facto dos sensores de temperatura e humidade poderem apresentar erros com origem no aquecimento excessivo devido à radiação solar ou no arrefecimento excessivo por deposição de gelo e água nas altitudes mais elevadas (Perler et al., 2011; Shangguan et al., 2013).

Neste trabalho são definidos dois tipos de avaliação para comparação dos resultados entre as técnicas de referência e tomografia GNSS. O primeiro consiste numa avaliação mais qualitativa através da sobreposição de gráficos da variação da refratividade em função da altitude das medições. O segundo compreende uma avaliação mais quantitativa através da determinação de vários índices estatísticos relacionando os valores de refratividade obtidos a partir de cada uma das técnicas. Neste caso, como as resoluções verticais e a natureza dos dados são diferentes, os valores pontuais medidos a cada nível de altitude da sonda são reajustados. É realizada uma interpolação linear em altitude nos valores de refratividade da sonda para a referência de altitude da grelha vertical da tomografia, mas com a particularidade de ser referida ao centro de cada camada vertical porque no espaço volumétrico de cada vóxel está representado o respetivo valor médio de refratividade. Na Figura 3.10 podemos observar esta particularidade relacionada com a resolução vertical definida para a grelha tomográfica (Figura 3.7) juntamente com um exemplo da referência altimétrica dos valores medidos no perfil de uma sonda lançada na estação de Lisboa. De notar ainda que na comparação qualitativa dos perfis verticais das sondas com as soluções da tomografia (capítulos 5, 6 e 7) é também efetuada uma interpolação linear dos valores referidos ao centro das camadas da tomografia para os seus limites de resolução vertical.



**Figura 3.10:** Representação da referência de altitude dos valores da tomografia (vermelho), comparada com os valores medidos numa aquisição de radiossondagem em Lisboa (azul) e também com a referência de altitude média do modelo numérico WRF (preto). Os limites das camadas verticais são representados com cruzes e os valores médios são representados no centro das camadas com pontos.

### 3.4.2. Modelos numéricos meteorológicos

Os perfis verticais obtidos de radiossondagem fornecem medições de vapor de água fiáveis e precisas, mas contudo estão fortemente limitados quer pelo intervalo de tempo que decorre entre os lançamentos das sondas quer pela observação deficiente da sua componente horizontal. Os modelos numéricos de previsão são ferramentas largamente utilizadas pela comunidade meteorológica, com inúmeras aplicações que abrangem estudos desde o clima a nível sinótico até à previsão do tempo a um nível de mesoescala. Apesar de usualmente não serem tão precisos como as medições meteorológicas diretas, os modelos têm a capacidade de fornecer soluções 3D com um amplo conjunto de variáveis, sobre uma região larga do terreno, com uma grelha apresentando uma resolução espacial horizontal na ordem de alguns quilómetros e com flexibilidade na escolha do instante de referência dos resultados. Deste modo é possível extrair dos NWP o conteúdo de refratividade húmida a três dimensões e efetuar uma validação das soluções obtidas pela tomografia abrangendo o espaço total definido pela grelha tomográfica 3D.

São utilizadas neste trabalho simulações numéricas do modelo WRF para averiguar os resultados da tomografia GNSS. O modelo WRF é um modelo NWP de última geração desenvolvido por vários organismos nos Estados Unidos da América, com diversas opções de parametrização e capaz de fornecer informação de mesoescala até 1 km de resolução (Skamarock et al., 2005). Para mais detalhes sobre o modelo os leitores podem consultar Mateus (2013) ou Benevides et al. (2016a). O modelo WRF apresenta a maioria dos parâmetros meteorológicos em valores médios referidos ao centro das camadas verticais definidas pelos limites dos níveis, de modo semelhante ao que acontece na tomografia GPS. Os limites verticais dos 51 níveis dos dados WRF utilizados neste trabalho são apresentados na Figura 3.10. Como o modelo não determina diretamente algumas das variáveis de entrada na equação 2.2 para o cálculo refratividade, algumas expressões intermédias têm de ser aplicadas. A determinação da pressão atmosférica  $P$  em hPa é dada pela equação:

$$P = (PB + P') \times 0.01 \quad (3.7)$$

onde  $PB$  é o estado da pressão base (*base-state pressure*) e  $P'$  a perturbação da pressão nesse estado (*perturbation pressure*), que são variáveis obtidas a cada nível vertical no *output* de simulações WRF. A temperatura absoluta ( $T$ ) é obtida em Kelvin em cada camada, a partir da variável da perturbação da temperatura potencial  $\Theta'$  determinada no WRF, podendo ser relacionadas pela seguinte expressão:

$$T = \Theta \left( \frac{P}{1000} \right)^{0.2857}, \quad \Theta = \Theta' + 300 \quad (3.8)$$

onde  $\Theta$  é a temperatura potencial. A determinação da pressão parcial do vapor de água  $ew$  (hPa) é obtida a partir do  $q_{vapor}$  determinado no WRF, que indica a razão de mistura do vapor de água em kg/kg, através de:

$$ew = P \cdot \frac{q_{vapor}}{0.622 + q_{vapor}} \quad (3.9)$$

A determinação da referência vertical em metros para os dados WRF é obtida a partir da quantidade definida como geopotencial ( $m^2/s^2$ ). O geopotencial resulta da soma das variáveis geopotencial de referência  $PHB$  (*base-state geopotential*) e da perturbação a esse geopotencial  $PH$  (*perturbation geopotential*). Dividindo pela aceleração da gravidade ( $9.8067 \text{ m/s}^2$ ) e subtraindo o efeito topográfico ou MDT, obtém-se a altitude geopotencial em cada camada WRF:

$$HG = \frac{PH + PHB}{g} - MDT \quad (3.10)$$

onde  $HG$  é a altitude geopotencial em metros. A altitude geopotencial no primeiro nível é coincidente com altitude NMM dada pelo MDT utilizado na simulação WRF. Após a obtenção das variáveis das equações 3.7, 3.8, 3.9 e 3.10, a refratividade húmida é determinada em cada posição tridimensional do modelo utilizando a expressão 2.2, com as constantes indicadas na secção anterior (3.4.1). Uma comparação de alguns dias, coincidentes com o processamento de interferogramas distribuídos ao longo do ano de 2009, entre os valores de atraso GPS obtidos da rede de Lisboa e os respetivos valores calculados com o modelo WRF estima um  $rms$  e desvio padrão médios de  $28.9 \pm 2.1$  mm para a componente hidrostática e de  $30.4 \pm 13.7$  mm para a componente húmida (Mateus, 2013).

Para avaliar convenientemente a solução obtida pela tomografia com os dados WRF, foi realizada uma reamostragem da estrutura espacial dos dados do modelo, que neste caso apresentam uma resolução horizontal de 1 km, para a resolução espacial da grelha tomográfica 3D. A primeira operação consiste na extração da grelha horizontal de pontos WRF que se localiza no interior dos limites horizontais definidos para a tomografia (secção 3.1). O valor absoluto das variáveis pode ser calculado de forma aproximada em cada um dos 51 níveis que definem as fronteiras das camadas verticais na Figura 3.10, a partir da média de duas camadas consecutivas dos 50 valores que são referidos ao centróide da camada vertical (Mateus, 2013). Um modelo de ondulação do geóide é aplicado a cada posição horizontal da grelha WRF para se obterem os valores referidos à altitude elipsoidal que foi definida na resolução da grelha tomográfica. Seguidamente para cada posição horizontal da grelha de pontos WRF é aplicada uma interpolação linear em altitude dos 51 níveis verticais para os centróides dos vóxeis correspondentes à resolução vertical da tomografia (Figura 3.10). O passo final consiste na interpolação linear do resultado anterior nas direções horizontais, fixando primeiro cada paralelo de latitude e interpolando os valores longitudinais da resolução da grelha WRF para o centro de cada vóxel da grelha tomográfica distribuído na longitudinal, e em segundo o processo análogo mas agora fixando cada meridiano de longitude. A utilização do método de interpolação linear é suficiente para relacionar a resolução espacial muito mais fina do WRF com a resolução horizontal e vertical definida para a grelha 3D da tomografia.

Outro NWP muito popular e acessível de forma gratuita é o ERA-Interim do ECMWF. Este modelo é baseado em dados atmosféricos de reanálise global e é também usado na iniciação das condições de fronteira do modelo WRF (Dee et al., 2011). Os dados estão disponíveis atualmente no sítio de internet do ECMWF e neste trabalho são utilizados os 60 níveis verticais do modelo, com uma resolução horizontal de cerca de 14 km e disponíveis numa frequência temporal de 6 horas. Contrariamente ao que acontece no WRF, as variáveis do ERA-Interim estão referidas à respetiva grelha horizontal e vertical em valores absolutos. Para determinar a refratividade aplicando a equação 2.2, como as variáveis de pressão atmosférica e temperatura do ar são diretamente extraíveis dos dados de saída do modelo ERA-Interim, a única variável que é determinada a partir das equações anteriormente usadas no WRF é pressão parcial do vapor de água  $e_w$  (equação 3.9).

A determinação da altitude de cada um dos valores é também efetuada de forma distinta porque os dados de geopotencial não estão disponíveis a cada nível vertical. As variáveis atmosféricas estão referidas aos níveis de pressão designados por *full level*, enquanto os limites de separação desses níveis são designados como *half level* ou níveis de interface. Em paralelismo com o WRF observando a Figura 3.10, os primeiros níveis correspondem aos pontos e os segundos níveis às cruzes. O primeiro nível de interface corresponde à pressão atmosférica observada na superfície, a partir da qual se podem obter os valores de cada nível vertical aplicando (Berrisford et al., 2011):

$$P_{HL}(k) = a(k) + b(k) \cdot P_{HL}(1) \quad (3.11)$$



onde  $P_{HL}$  é a pressão *half level* em cada nível de altitude  $k$ , e  $a$  e  $b$  são coeficientes da variação vertical independentes do tempo e da variação horizontal. A pressão *full level* ( $P_{FL}$ ) pode ser estimada a partir da expressão de  $P_{HL}$ :

$$P_{FL}(k) = \frac{1}{2}(P_{HL}(k) + P_{HL}(k+1)) \quad (3.12)$$

Desta forma a altitude geopotencial ( $HG$ ) pode ser determinada a partir da equação hipsométrica, relacionando as variações de pressão com a altitude entre duas superfícies isobáricas do seguinte modo:

$$HG(k) = z(k) - z(k-1) = \frac{R_d T_v}{g} \ln \left( \frac{P_{HL}(k-1)}{P_{FL}(k)} \right), \quad T_v = T(1 + 0.61 q_{vapor}) \quad (3.13)$$

onde  $R_d=287.05$  J/Kkg representa a constante específica do gás para o ar seco,  $g=9.8067$  m/s<sup>2</sup> é a aceleração da gravidade,  $T_v$  é a temperatura média virtual entre duas camadas e  $z$  a respetiva altitude da camada. Apesar da equação 3.13 apresentar um erro significativo nas camadas mais elevadas da atmosfera, a sua aplicação em níveis verticais sucessivos constitui uma boa aproximação ao perfil real atmosférico (Miranda, 2006). A determinação da refratividade húmida medida pelo ERA-Interim em cada um dos vóxeis da grelha tomográfica é realizada de forma equivalente ao descrito anteriormente para o WRF, não sendo necessário no caso do ERA-Interim determinar os valores absolutos nas camadas.



## Capítulo 4

### O GPS como previsor de chuva

#### 4.1 GPS meteorológico: uma ferramenta para estudar a precipitação

A constante dinâmica do ciclo hidrológico provoca interações no estado da molécula da água entre a superfície do planeta e a atmosfera, como a evapotranspiração e condensação sob a forma de nuvens com transporte horizontal ou advecção por ação do vento e retorno à sua superfície através do fenómeno de precipitação. A precipitação é uma das componentes do ciclo da água e resulta da saturação do vapor de água atmosférico a uma determinada altitude, transformando a molécula no estado líquido, acabando na maioria dos casos por voltar à superfície pela ação da gravidade. Este fenómeno está relacionado com a pressão atmosférica através da ocorrência de baixas pressões, onde o ar quente de menor densidade converge à superfície e ascende até chegar a níveis onde a densidade do ar é menor e acaba por condensar, formando nuvens e acabando eventualmente por precipitar (Fry et al., 2010). A versatilidade estrutural da molécula da água faz com que a precipitação possa ocorrer sob a forma de diversos hidrometeoros entre os quais se destacam a água líquida, cristais de gelo, flocos de neve, granizo, orvalho e geada. Nem toda a água líquida resultante da condensação do vapor chega à superfície da Terra, havendo uma parte considerável que evapora e termina o seu percurso descendente voltando ao estado gasoso.

A ocorrência dos eventos meteorológicos mais severos é provocada por forte instabilidade atmosférica associada a situações de transferências de energia através das largas massas de humidade, que está fortemente ligada às variações no campo do vapor de água e à sua circulação no ciclo hidrológico local e regional (Van Baelen et al., 2011; Manning et al., 2012). Áreas do planeta caracterizadas por uma elevada quantidade de humidade e temperaturas altas, como por exemplo as tropicais ou equatoriais, são locais privilegiados para formação das tempestades mais severas. Por outro lado, nas regiões áridas e polares a menor quantidade de humidade redundam em largos períodos de ausência de chuva. Nas latitudes médias ocorre um nível de precipitação médio verificado entre estes dois extremos.

O fenómeno da precipitação em condições extremas pode originar diversos desastres naturais como a desertificação do solo na sua privação, ou cheias e deslizamentos de terra quando a sua intensidade é elevada. Fenómenos de chuva torrencial causam muitas vezes prejuízos antropogénicos, tanto em ambiente rural, danificando estruturas e campos agrícolas ou provocando fatalidades nos animais, como em ambiente urbano, podendo afetar os transportes públicos, danificar vias de comunicação ou edifícios e em casos extremos provocar a fatalidade de pessoas. O incremento dos casos de precipitação extrema nos últimos anos tem vindo a ser demonstrando através de vários estudos com base em observações ou em modelos numéricos de previsão (Soares et al., 2012a). Especialmente no caso das chuvas intensas, o modelo de previsão numérica tem limitações ao nível da parametrização das variáveis relacionadas com a medição do vapor de água, originando por vezes estimações incorretas ou imprecisas das nuvens e precipitação (Haase et al., 2003; Yan et al., 2009). Muitas vezes a determinação da hora e magnitude exatas dessas ocorrências falha (Champollion et al., 2004). Estudos de sensibilidade, analisando a limitação na medição da humidade ao longo da troposfera, concluíram que variações na ordem de 1% no

conteúdo do vapor de água na vizinhança de uma célula da tempestade tem impactos significativos na aferição da intensidade dessa mesma tempestade (Braun, 2004). Pelas razões anteriormente enunciadas, uma análise mais detalhada do campo de vapor de água é essencial para se obter uma maior precisão na probabilidade de previsão de chuva nos modelos NWP (Haase et al., 2003; Champollion et al., 2004; Nilsson et al., 2007).

A análise de um caso de estudo de chuva torrencial em França utilizando dados GNSS demonstrou a potencialidade da técnica para a estudar eventos meteorológicos, onde os resultados obtidos indicam que pequenas variações no campo de vapor de água podem ter um papel crucial na geração de processos de convecção profunda (*deep convection*) (Champollion et al., 2004). Outro estudo pioneiro com meteorologia GNSS verificou que em zonas montanhosas os processos de convecção superficial e profunda (*shallow and deep convection*) podem ser desencadeados pela redistribuição da circulação local do vapor de água (Iwasaki e Miki, 2001). As regiões costeiras formadas por um relevo topográfico acidentado são normalmente caracterizadas por massas de ar significativas de vapor de água, que ocasionalmente originam processos de *lifting* com fortes gradientes horizontais de nuvens que frequentemente provocam chuva orográfica torrencial (Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2006; Bastin et al., 2007; Bock et al., 2007; Van Baelen et al., 2011). A maioria dos eventos de chuva intensa que são registados em zonas costeiras têm origem em processo de advecção de grandes massas de ar húmido provenientes do oceano, especialmente em regiões e altura do ano com águas quentes como as que podem ser encontradas ao longo do Mediterrâneo (Vedel et al., 2004). Se este ar quente e húmido se cruza com o ar frio polar proveniente de norte e com maior prevalência na média e alta troposferas, como é frequente acontecer nesta região durante o outono, é muito provável a ocorrência de instabilidade estática (*static instability*), que pode levar a chuva intensa provocada por fenómenos atmosféricos de convecção intensa ou profunda (Champollion et al., 2004). Vários estudos têm também demonstrando que a interação entre o clima mediterrânico na Europa mais ocidental e a NAO (*North Atlantic Oscillation*) é de impacto suficiente para o desenvolvimento de tempestades nas regiões costeiras locais, influenciando desta forma o ciclo hidrológico regional (Trigo et al., 2005). Na fase negativa da NAO ocorre uma predominância do ar frio sobre a costa este da América, mas também favorece as condições para a ocorrência de tempestades na Europa mediterrânica (Fry et al., 2010).

Em todos estes casos de estudo e noutros semelhantes, uma análise mais detalhada da distribuição do vapor de água é um fator chave para enriquecer o conhecimento sobre a origem dos eventos de precipitação e dessa forma adquirir informação significativa para prevê-los antecipadamente. A presente massificação e crescimento global das redes de estações GNSS abriram uma janela de oportunidade para a potencial utilização da meteorologia GNSS na observação da variabilidade do conteúdo do vapor de água integrado na troposfera. Desta forma pode ser garantida uma boa cobertura horizontal na medição de vapor de água com precisão e de forma contínua em áreas remotas e de difícil acessibilidade. A aplicação da tomografia nos dados meteorológicos GNSS eleva ainda mais as potencialidades na aquisição deste tipo de medições, permitindo um estudo 3D do conteúdo do vapor de água ao longo da troposfera. Uma das mais-valias da tomografia com dados GPS é que permite melhorar a observação da anisotropia na distribuição horizontal do vapor de água ao longo da rede de estações, facilitando a identificação das áreas de contraste como frentes meteorológicas ou altos gradientes de humidade (Champollion et al., 2009; Van Baelen et al., 2011; Zhang et al., 2015). A aplicação da tomografia GNSS permite também resolver a distribuição vertical do seu conteúdo, que é fundamental para a identificação de células convectivas responsáveis por precipitação severa (Champollion et al., 2009; Labbouz et al., 2013; Manning et al., 2012). Seguindo esta tendência, a meteorologia GNSS tem vindo a ganhar importância como um método de características privilegiadas para a observação do vapor de água e a análise de estudos climáticos ou meteorológicos (Haase et al., 2003; Jin et al., 2007; 2009; Brenot et al., 2014). Outros exemplos destas aplicações são a assimilação experimental de dados num modelo NWP (Haase et al., 2003; Vedel et al.,

2004; Brenot et al., 2006; Yan et al., 2009; Karabatic et al., 2011), estudo de transporte e circulação regional de vapor de água (Baker et al., 2001; Bastin et al., 2007; Bock et al., 2007; Van Baelen et al., 2011), eventos meteorológicos severos como cheias (Brenot et al., 2006), chuvas convectivas (Seko et al., 2000; Champollion et al., 2004; Champollion et al., 2009; Adams et al., 2011; Zhang et al., 2015) ou análise de tendências ou séries temporais de precipitação (Seco et al., 2012; Shoji et al., 2013; Benevides et al., 2013a; Benevides et al., 2013b; Benevides et al., 2015a).

Neste capítulo é analisado o conteúdo do vapor de água obtido através do processamento atmosférico GPS complementando com dados meteorológicos de precipitação horária, com a finalidade de estudar a sua utilidade como ferramenta de *nowcasting* (ou previsão em tempo real). O seu propósito é procurar uma relação entre a evolução temporal do atraso GPS e a ocorrência de precipitação, analisando diferentes eventos com especial foco nas chuvas intensas. A região escolhida para realizar esta experiência cobre os dados da rede de Lisboa (Figura 3.1), que tem um clima mediterrânico influenciado fortemente pelo Oceano Atlântico, com frequentes episódios de chuva severa que estão associados a largos gradientes horizontais de humidade (Soares et al., 2012b). Este trabalho foi extraído e desenvolvido a partir do conteúdo de um primeiro trabalho, apresentado numa primeira fase em conferência nacional (Benevides et al., 2013a) e numa segunda apresentado em conferência internacional (Benevides et al., 2013b). O desenvolvimento destas temáticas deu origem a um segundo trabalho, materializado através de um artigo de revista científica submetido e aceite para publicação durante o doutoramento (Benevides et al., 2015a).

## 4.2 Caracterização dos dados e metodologia de processamento

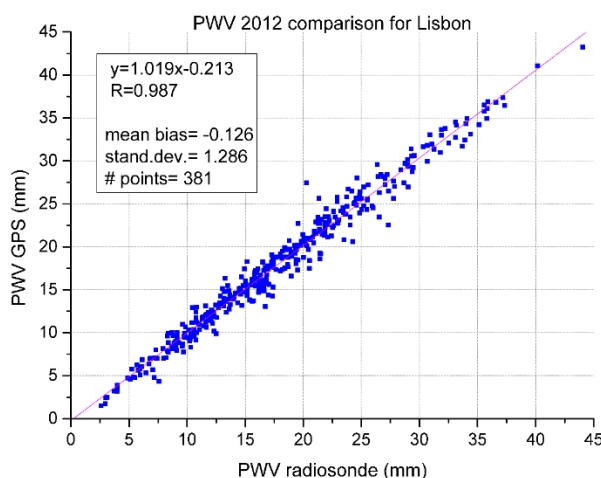
A região da Grande Lisboa é caracterizada em termos de precipitação, por ter uma grande variabilidade inter-anual e uma distribuição espacial heterogénea (Soares et al., 2012b). Os valores totais acumulados ao ano variam entre 600 e 800 mm e a sua maior parte está concentrada nos meses mais frios (novembro a fevereiro), sendo praticamente residual no verão. Apesar da sua localização na extremidade oeste da península ibérica, o seu clima é de influência mediterrânica, mas fortemente dependente da NAO, principalmente durante o inverno (Trigo et al., 2005). Os sistemas meteorológicos provenientes do Atlântico encontram na costa continental portuguesa um obstáculo à sua circulação, onde a presença dos largos estuários do Tejo e do Sado na região de estudo interagem com particular influência sobre esses sistemas (Nico et al., 2011). Nesta experiência foram processados dados GPS da rede completa de estações GNSS configurada na região de Lisboa e que é detalhada na secção 3.1. O conjunto de estações a processar é composto por um total de 15 recetores cobrindo mais ou menos homogeneamente a região de Lisboa e totalizando uma área de aproximadamente 100x150 km<sup>2</sup>. O seu relevo misto e configuração costeira complexa (ver Figura 3.1) favorecem a advecção de massas de ar marítimas provenientes de oeste para o interior das zonas costeiras, originando ocasionalmente chuvas torrenciais (Champollion et al., 2004; Bastin et al., 2007). O processamento dos dados GPS foi realizado recorrendo ao *software* GAMIT/GLOBK (v10.5) (Herring et al., 2010) em sessões de processamento diárias, ao longo de períodos contínuos mínimos de cerca de uma semana. Os detalhes do processamento GPS podem ser consultados na secção 3.2.

Foram reunidos três anos (2010 a 2012) de dados de precipitação horária acumulada a partir de diversas estações meteorológicas clássicas na região de Lisboa (ver Figura 3.1). As estações GPS mais próximas foram processadas de forma obter séries temporais dos parâmetros atmosféricos PWV. A rede de estações meteorológicas utilizada neste trabalho faz parte do IPMA. Os dados de precipitação e GPS relativos ao ano de 2012 são analisados continuamente testando um modelo de análise de tendências do sinal num ciclo anual, de forma a avaliar a sua capacidade para previsão de chuvas intensas. No caso dos

anos de 2010 e 2011, os dados GPS são processados em séries de 12 períodos contínuos de vários dias, cada um contendo pelo menos um episódio de chuva severa. Estes períodos foram selecionados seguindo um critério de registo de precipitação acumulada diária de pelo menos 25 mm/dia, para pelo menos uma estação meteorológica analisada na região de estudo. São selecionados 4 casos de estudo, para uma análise mais detalhada, por forma a mostrar visualmente a relação entre a variação do sinal PWV e a ocorrência de chuva intensa.

## 4.3 Resultados

A verificação da qualidade dos parâmetros atmosféricos gerados no processamento GPS é aqui efetuada recorrendo à comparação com o método de medição atmosférica de radiossondagem, para os dados anuais contínuos de 2012. Para tal foi selecionada da rede de estações GNSS da experiência, a estação com dados de melhor continuidade e mais próxima (IGP0) da estação meteorológica de lançamento das sondas (estação Gago Coutinho), que está localizada no interior dos terrenos do aeroporto de Lisboa. Apesar de distarem cerca de 6 km, a comparação direta entre as medições integrais de PWV da estação GPS IGP0 e do PWV obtido do lançamento das radiossondas mostra uma elevada correlação, para além da média e o desvio padrão das diferenças ser bastante reduzido (Figura 4.1). O método de obtenção do PWV a partir dos dados da radiossonda é apresentado na secção 3.4.1. Este resultado corrobora com a existência de um pequeno enviesamento negativo no sinal GPS (cerca de 0.1 mm) verificado em outras regiões da península ibérica (Seco et al., 2012; Ortiz de Galisteo et al., 2014).



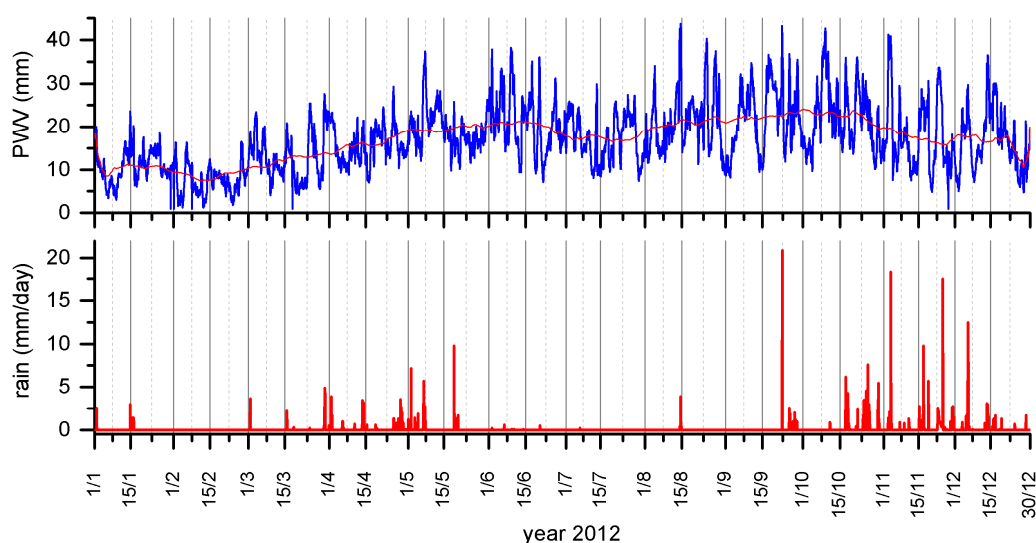
**Figura 4.1:** Comparação entre as medições de PWV obtidas na estação GPS IGP0 com os valores PWV registados no lançamento das radiossondas na estação Gago Coutinho (Aeroporto de Lisboa). Ambas distam 6 km e são obtidas ao longo do ano de 2012 principalmente às 12 horas (UTC).

### 4.3.1. Ciclo anual do PWV

A caracterização anual da variabilidade do PWV na região de Lisboa visto pelo GPS é realizada para a série anual de registos horários em 2012 obtidos a partir da estação IGP0, como é observável na Figura 4.2. São também apresentados na mesma figura os dados de precipitação horária registados na estação meteorológica IDL, que dista apenas 1 km desta estação GPS. A estação IDL (ou Geofísico) é um observatório meteorológico muito bem mantido, tendo na sua composição um pluviómetro clássico e um

pluviómetro digital moderno, e uma base de dados com os registos mais antigos do país. A sua posição central relativamente à rede de estações GPS permite uma primeira caracterização das condições meteorológicas de mesoescala sobre a região de Lisboa.

O PWV mostra um sinal anual claro, onde a sua amplitude e comportamento são função do clima local (Haase et al., 2003; Jin et al., 2007; Byun e Bar-Sever, 2009). A amplitude dos seus valores varia entre 5 mm no inverno até próximo dos 45 mm no verão e início de outono. As médias mensais do PWV variam de 7 mm registados em fevereiro até aos 20 mm de junho a novembro. O sinal evidencia também uma forte variabilidade diária, que é resposta da passagem de massas de vapor de água transportadas pelos sistemas meteorológicos. Na região de Lisboa a maior parte do ciclo sazonal do ZTD é associado à componente húmida (Jin et al., 2007), uma vez que o ZHD mostra muito pouca variabilidade e um ciclo sazonal muito reduzido (Fernandes et al., 2013).



**Figura 4.2:** Série anual do PWV para a estação IGP0, onde a linha azul representa o valor absoluto horário enquanto a linha vermelha é uma média móvel de 30 dias. Em baixo a linha vermelha representa a precipitação diária acumulada na estação meteorológica IDL.

Por outro lado, o nível de variabilidade mostrado no PWV é consistente com o observado na região costeira mediterrânica (Jin et al., 2007), onde são observados valores médios de humidade elevados e uma variabilidade também elevada (que é ainda mais acentuada nas regiões de latitude média e nas zonas costeiras com altitudes próximas do nível médio do mar), originando valores largos de desvio padrão nas medições GPS das estações localizadas nessa região (Haase et al., 2003). Consequentemente, valores altos registados no PWV são espectáveis na região de Lisboa devido à presença de correntes de sudoeste que transportam massas de ar tropicais com origem no mar e se deslocam sobre o oceano também quente durante o período sazonal do verão ao outono.

#### 4.3.2. Eventos de chuva severa

Nesta secção são discutidos em detalhe os 4 casos de estudo de chuva intensa, identificados a partir do processamento de dados de 12 períodos relativos aos anos de 2010, 2011 e 2012. De forma a caracterizar o comportamento do PWV durante a ocorrência de chuva intensa, a estação GPS IGP0 situada apenas a 1 km da estação meteorológica IDL foi escolhida para avaliar visualmente esta relação. A comparação é alargada a mais estações meteorológicas que se estendem ao longo do eixo longitudinal em

volta do centro de Lisboa (ver Figura 3.1, secção 3.1) para procurar eventuais relações espaciais entre o PWV e a precipitação. São apresentados gráficos da variação temporal do PWV na estação IGP0 juntamente com os registos de precipitação horária nas estações meteorológicas na sua vizinhança.

A Figura 4.3a apresenta dados referentes de 28 a 30 de outubro de 2010, que contém a chuva mais intensa registada durante os 3 anos aqui analisados, sendo verificada uma intensidade horária máxima de 38 mm/h na estação meteorológica IDL. Neste caso é observada uma relação simples e muito clara entre a evolução do sinal PWV e a chuva. São registados dois episódios de chuva intensa, cada um após um crescimento brusco do PWV de cerca de 15 mm até 35 mm, num curto espaço de tempo. Com a ocorrência de chuva o valor PWV decresce ainda mais bruscamente, sendo verificado um atraso de uma a duas horas entre o máximo de PWV e a hora de início da precipitação. A chuva foi registada em diferentes estações meteorológicas com graus diferentes de intensidade, com um nível maior de dispersão temporal no segundo pico de PWV. Foi observada na região de estudo a passagem de duas frentes frias durante este período, onde um evento de chuva convectiva provocou cheias no centro de Lisboa no dia 29 de outubro.

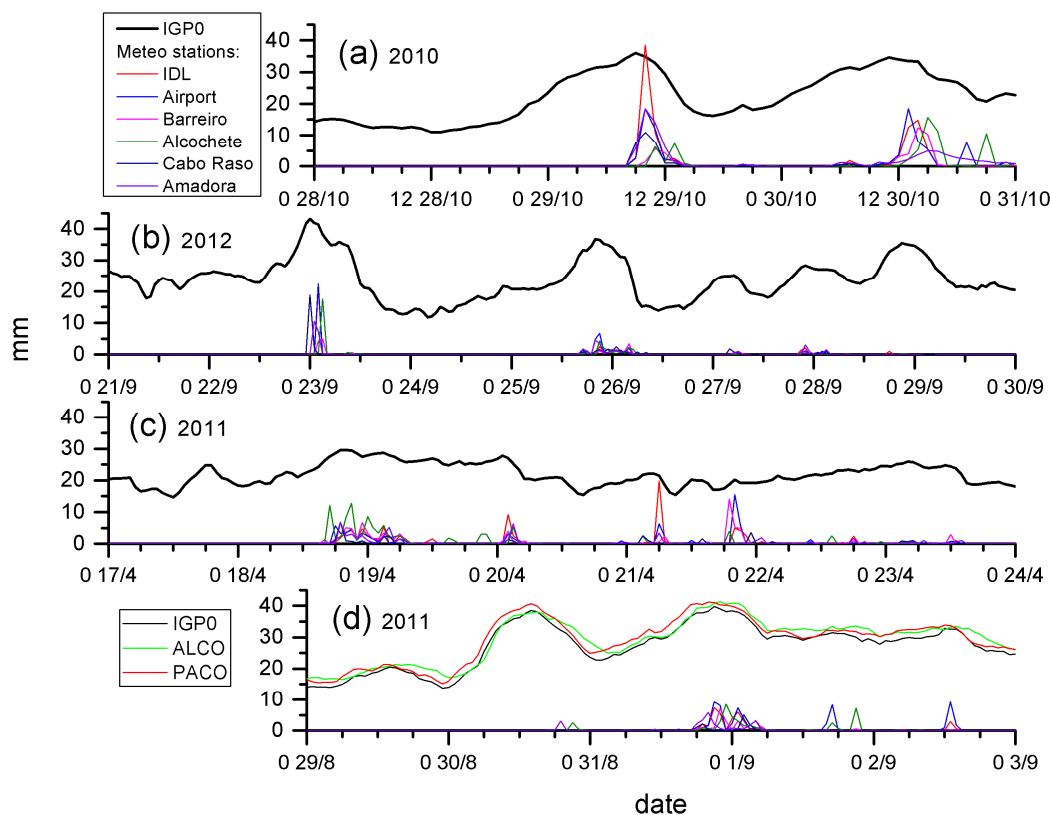
O segundo evento de chuva mais intensa é registado a 23 de setembro de 2012, com uma precipitação horária de 22 mm/h que pode ser visível na Figura 4.3b. O gráfico de comportamento do PWV é estendido a 9 dias para mostrar a estrutura da sua evolução durante e após os episódios de chuva. O evento de chuva severa ocorre após o pico mais alto de PWV (0 horas de 23 de setembro), onde foi registado um elevado valor de 43 mm. Este máximo no PWV coincide com o pico de chuva registado na estação meteorológica do Cabo Raso (oeste de Lisboa), sendo registado um pico máximo na estação IDL apenas 2 horas depois. Este facto poderá indicar uma tempestade com movimento em direção a este, ou seja, da costa oceânica para o interior continental. Foram também registados valores de temperatura à superfície particularmente elevados durante o período noturno, decrescendo fortemente após a ocorrência de precipitação (não mostrados). O segundo pico de PWV observado no final do dia 25 de setembro chega a um valor de 37 mm, mas regista precipitação com intensidade muito mais fraca (2 a 5 mm/h) e mais dispersa no tempo. Nos três dias seguintes são observadas algumas oscilações no PWV mas de menor variabilidade, onde são registados períodos com chuva esporádica e fraca.

O terceiro evento mais forte registado durante os períodos de estudo levou a um registo de 20 mm/h na estação meteorológica do IDL a 21 de abril de 2011 (Figura 4.3c). Neste caso existe um pico local de PWV de aproximadamente 22 mm, mas são registados valores mais altos em dias anteriores (19 ou 20). Foi documentada a existência de dois sistemas convectivos de mesoescala que se formaram na região durante os dias 18 e 19 e que provocaram trovoadas. Durante todo o período analisado o sinal do PWV é algo complexo, não existindo uma relação clara entre a sua evolução e os episódios de chuva registados.

O último caso de estudo é apresentado na Figura 4.3d e corresponde a uma frente fria originada por uma massa polar vinda do Atlântico Norte e observada na área de Lisboa a 30 e 31 de agosto de 2011. São observados dois picos de intensidade máxima de PWV bastante elevados, aproximando-se dos 40 mm. As 3 curvas de PWV presentes referem-se às estações PACO, IGP0 e ALCO que estão localizadas aproximadamente sobre o mesmo paralelo de latitude e distribuem-se de oeste para este respetivamente. À exceção do facto de ser observado um pequeno desvio nas curvas devido à diferença de altitudes nas estações, é observado um comportamento semelhante no PWV em todas as estações que parece acontecer primeiro nas estações mais a oeste e depois nas estações este, indicando possivelmente um movimento de massas de vapor de água do oceano para o interior da região de estudo. No exemplo da curva PWV obtida na estação IGP0 o primeiro pico de PWV tem um máximo de 38 mm, é registado às 14 horas do dia 30 após um crescimento de 63% relativamente ao valor médio anteriormente observado (24 mm), que registou uma duração de 14 horas. O decréscimo é verificado após o máximo, durando apenas 6 horas até estabilizar no valor de 22 mm, mas não é registada nenhuma precipitação significativa. O segundo pico tem um valor máximo de 40 mm observado às 21 horas do dia 31, após um crescimento de 18 mm durante



18 horas, de onde resultaram registos de precipitação de 8 a 10 mm/h. Além do mais, algumas estações registaram precipitação de amplitude similar nos dias seguintes, mas sem um crescimento significativo do PWV.



**Figura 4.3:** Evolução temporal do PWV comparada com os registos de precipitação nos seguintes casos de estudo: (a) 28 a 30 outubro 2010, (b) 21 a 29 setembro 2012, (c) 17 a 23 abril 2011; PWV da estação GPS IGP0 a preto e precipitação horária acumulada em várias estações próximas em várias cores. (d) 29 agosto a 2 setembro 2011, com PWV de duas estações GPS adicionais; ALCO a verde e PACO a vermelho. A data é apresentada no formato “hora dia/mês”.

Uma explicação física para a diminuição do PWV poderá variar de caso para caso e é mais complexa que a simples análise do seu comportamento a uma dimensão temporal, como a apresentada na figura anterior. A diminuição do vapor de água resulta naturalmente após a ocorrência de chuva, sugerindo condensação para água líquida nos níveis baixos da troposfera (Van Baelen et al., 2011). Condições locais sinópticas de vento, combinadas com os efeitos de *lifting* devido à topografia, podem também influenciar o comportamento do PWV (Van Baelen et al., 2011). Em casos de precipitação severa, na fase final da tempestade antes das nuvens se dissiparem, o processo fica dominado pela corrente de ar descendente (*downdraft*) não havendo mais subida de vapor na coluna de ar (Manning et al., 2012). Este efeito pode explicar o ligeiro desfasamento horário entre o pico de precipitação mais intenso e a inversão no comportamento do sinal do PWV. Nos casos em que os picos de PWV ocorrem entre valores médios semelhantes observados antes e após os eventos de precipitação (primeiro caso, Figura 4.3a), a sua origem poderá resultar de processos de advecção atmosférica (Bastin et al., 2007). No segundo caso a temperatura elevada registada durante a noite poderá ter alimentado o vapor de água na troposfera local, levando posteriormente a um estado de saturação que desencadeou chuva repentina e intensa (Champollion et al., 2004). A chuva fraca e contínua registada durante o terceiro caso de estudo associada a algum vento poderá ter provocado um efeito de dispersão (*scattering*) junto da antena, aumentando o ruído do sinal nas estações GPS (Emardson et al., 1998; Champollion et al., 2004) que pode dominar uma parte bastante considerável do sinal troposférico particularmente em alturas do ano onde o PWV tem menor amplitude.

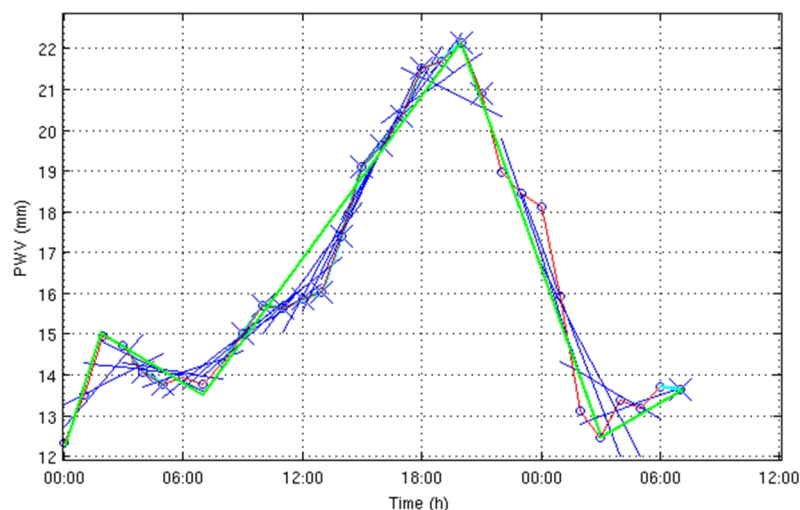
A evaporação dos solos cobertos por relva combinada com a advecção de humidade em zonas costeiras ou junto a lagos de grande dimensão pode resultar num efeito de crescimento no sinal do PWV (Iwasaki e Miki, 2001; Cucurull et al., 2004). Contudo é evidente no caso de estudo da Figura 4.3d que nem todos os gradientes bruscos de PWV em forma de pico originam eventos de precipitação local. Estas variações poderão indicar casos em que o transporte horizontal do PWV é o fator responsável pela sua redução no local da estação GPS, ou que a chuva poderá ter acontecido em locais onde não existe nenhuma estação meteorológica.

### 4.3.3. Algoritmo de aproximação linear

Os casos de estudo previamente analisados indicam que muitas vezes é observado um padrão no comportamento do PWV quando ocorre chuva intensa, resultando num crescimento gradual até a ocorrência de chuva e posterior decréscimo brusco do sinal. Apesar da análise desta característica simples, a relação entre estas variáveis pode ser bastante complexa resultando da heterogeneidade da distribuição da chuva tanto no espaço como no tempo. Esta característica revela uma relação causa efeito que não é reversível, o que significa que em muitas das variações bruscas no PWV não é verificado nenhum registo de chuva nas estações meteorológicas. De modo a averiguar mais profundamente a relação entre o sinal PWV e a chuva, é analisado um conjunto de dados contínuos em grupos de estações emparelhadas GPS – meteorológica, em função da distância mais próxima. Os pares definidos segundo a distribuição geográfica da Figura 3.1 são IGP0 - IDL (distância 1 km), CASC – Cabo Raso (distância 7.5 km), PAML – Setúbal (distância 3 km), e FCUL - Aeroporto (distância 3.5 km). A continuidade dos dados refere-se ao período anual completo de 2012.

A evolução temporal do comportamento do PWV obtido a partir de uma estação GPS é analisada através de um ajustamento linear por mínimos quadrados dos seus valores horários contínuos. A tendência do sinal é analisada de hora a hora, agrupando os registos estatisticamente semelhantes de PWV numa linha quebrada que representa o comportamento geral da tendência naquele curto período de algumas horas. O ajustamento linear dos dados é verificado para as 6 horas anteriores avaliando assim a tendência local do sinal, isto é, se está a crescer ou a decrescer significativamente em relação ao valor corrente. Se o sinal da verificação é revertido (critério de paragem), a análise é terminada resultando numa linha reta com uma tendência crescente ou decrescente representando uma aproximação local ao comportamento do PWV durante aquele número de horas. É também realizada uma quantificação da quantidade de precipitação horária acumulada e do número de horas correspondente a cada linha reta. Após uma corrida do algoritmo utilizando os dados anuais de PWV o resultado será um conjunto de segmentos de reta que indicam a monotonia da sequência temporal do vapor de água (sinal do declive do segmento de reta) identificando também os locais onde existem inversões significativas do sinal. Este algoritmo é semelhante ao *piecewise linear* que é utilizado no processamento GPS para modelar o ZHD (ver secção 3.2). Uma ilustração do algoritmo de aproximação linear aqui desenvolvido está presente na Figura 4.4.

O intervalo de 6 horas é definido para realizar o ajustamento ao longo do tempo com o objetivo de estabelecer uma janela temporal adequada para o propósito da previsão da chuva em tempo real (*nowcasting*). Desta forma algumas estruturas que por vezes são mais afetadas pelo ruído do PWV (ex. caso de estudo Figura 4.3c) são amenizadas. Diminui-se também a complexidade da análise e automatiza-se o processo de identificação dos picos de PWV com grandes gradientes, como os identificados nos casos de estudo da secção 4.3.2. Observando o exemplo para o par IGP0 – IDL, de um total de 8636 horas de observações GPS (com interrupções de algumas horas na continuidade anual dos registos na estação) são gerados 1186 segmentos de reta com tendências ascendentes e descendentes.



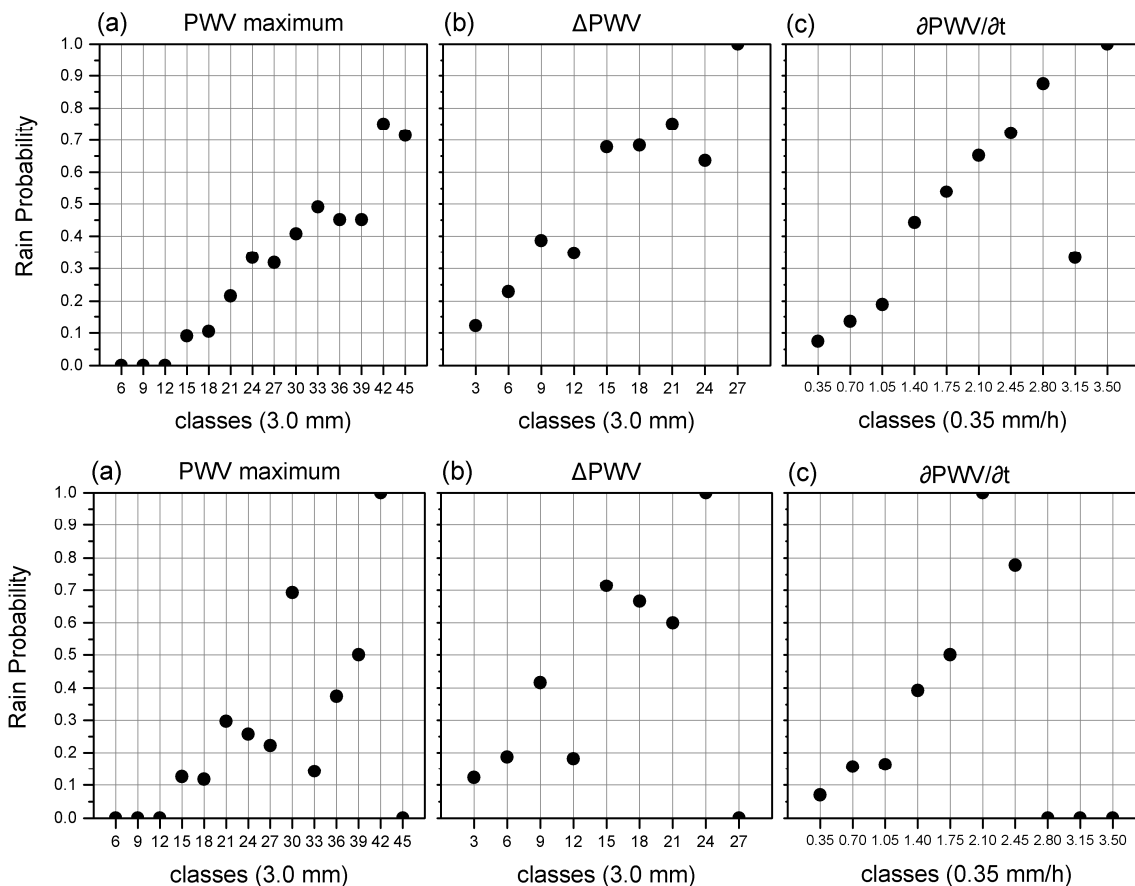
**Figura 4.4:** Exemplo de performance do algoritmo de ajustamento linear. A linha vermelha e os pontos azuis representam os registos de PWV, as linhas azuis o ajustamento linear por mínimos quadrados a cada hora e as linhas verdes os segmentos de reta determinados no algoritmo.

**Tabela 4.1:** Chuva acumulada nas diferentes classes determinadas pelo algoritmo de aproximação linear aplicado aos dados de PWV. Os dados referem-se ao ano de 2012 e aos pares estações GPS – meteorológica. Entre parêntesis são apresentados os resultados referentes apenas a um par (IGP0-IDL).

Classe de classificação do comportamento do PWV	(A) Crescimento longo do PWV ( $\Delta t > 6h$ )	(B) Decréscimo do PWV até 6h após classe A	(C) Crescimento do PWV até 6h ( $\Delta t \leq 6h$ )	(D) Decréscimo do PWV excluindo classe B	Total
Chuva total (mm)	327 (85)	1059 (319)	369 (111)	376 (99)	2131 (614)
Número de segmentos de reta	884 (246)	884 (246)	914 (253)	1596 (441)	912 (1186)
Tempo total (h)	11595 (3222)	3110 (865)	3512 (986)	12709 (3563)	30926(8636)
Rácio de chuva (mm/h)	0.03 (0.03)	0.34 (0.37)	0.10 (0.11)	0.03 (0.03)	0.07 (0.07)
Fração de tempo	0.37 (0.37)	0.10 (0.10)	0.11 (0.11)	0.41 (0.41)	1.00 (1.00)
Fração de chuva	0.15 (0.14)	0.50 (0.52)	0.17 (0.18)	0.18 (0.16)	1.00 (1.00)

Os segmentos de reta foram categorizados de forma a avaliar melhor a correlação temporal entre o sinal GPS e os eventos de precipitação. São então definidas 4 classes da seguinte forma: (A) linha representando crescimento do PWV durante mais de 6 horas, (B) linha representando o decréscimo do PWV até 6 horas após a ocorrência de linhas da classe A, (C) linhas mais curtas representando crescimento do PWV até 6 horas, e (D) linha representando os restantes decréscimos não verificados após A. Na Tabela 4.1 são representadas algumas características estatísticas globais relativas ao ano de 2012 e a todos os pares estação GPS – meteorológica analisados, juntamente com os resultados apenas para o par IGP0 – IDL (entre parêntesis). A classe B corresponde a 10% do tempo total e é responsável por 50% da chuva anual. O seu rácio de precipitação (chuva total em mm sobre o número total de horas) é de 0.34 mm/h, sendo 5 vezes superior à média anual deste indicador. Em contraste a classe A regista 37% do tempo anual e é responsável por apenas 15% da chuva total, com um rácio de precipitação de 0.03 mm/h, que é duas vezes inferior à média anual. Entre as classes A e B existe uma diferença na variação do rácio de precipitação que atinge um fator de 11. Isto demonstra que os episódios de chuva captados por cada uma destas classes são bastante distintos, sendo a elevada quantidade de chuva na classe B um forte indicador da sua capacidade para categorizar a chuva intensa. Alguma da chuva captada em A pode estar relacionada com alguns episódios de chuva intensa que transitam para a classe B, mas que resultam

possivelmente nalguma chuva em A devido à elevada dinâmica espaço-temporal na variação do PWV, ou de erros de classificação do algoritmo. As classes C e D apresentam resultados intermédios. Na classe C o tempo total é de 11% e é apresentado um rácio de chuva cerca de 0.10 mm/h. A classe D apresenta o tempo total mais longo de 41% com um rácio de chuva menor do que 50% da média anual, registando um valor semelhante ao obtido na classe A. A menor quantidade de chuva acumulada, distribuída pela maior duração dos eventos classificados como C ou D, são indicadores de que a maior parte da chuva fraca a moderada é aqui categorizada. Analisando os resultados obtidos apenas para o par IGP0 – IDL podemos verificar que as diferenças são bastante diminutas relativamente aos resultados de todos os pares, apenas variando residualmente nos índices da razão e fração de chuva nalgumas classes.



**Figura 4.5:** Probabilidade de chuva em 2012 em função de: (a) PWV máximo, (b) incremento  $\Delta PWV$  e (c) taxa de variação do PWV;  $\partial PWV / \partial t$ . O eixo dos x representa o limite superior do intervalo de cada classe em cada índice. Dados do par de estações IGP0 - IDL (cima) e par de estações PAML - Setúbal (baixo).

Na Figura 4.5 é apresentada a fração de eventos de chuva para o par IGP0 – IDL analisando apenas os episódios classificados como classes A e B, ou seja, as linhas que representam as características onde existe a maior probabilidade de ocorrência de chuva intensa. São definidos 3 índices simples para caracterizar o comportamento do PWV e é feita uma classificação através dos valores observados no PWV de cada evento da seguinte forma: máximo do PWV, incremento absoluto do PWV durante o gradiente de crescimento ( $\Delta PWV$ ), e taxa de variação durante esse crescimento ( $\partial PWV / \partial t$ ). Os círculos representam a percentagem de casos de chuva relativamente ao número de tendências que são identificados em cada um dos intervalos que definem uma classe. Observando a figura é de notar que a precipitação só acontece para picos máximos de PWV que excedam os 12 mm, e que a probabilidade de chuva em geral sobe de forma linear com o aumento desse valor máximo de PWV. Quando o PWV é superior a 39 mm a probabilidade de chuva é na ordem dos 70%. O índice de incremento absoluto de PWV mostra uma relação semelhante, onde sobressai a probabilidade de chuva acima dos 60% para crescimentos de mais de 12 mm no PWV.

Apesar das probabilidades manterem uma tendência de crescimento aproximadamente linear existe neste índice um pouco mais de dispersão comparando com o máximo do PWV. A taxa de variação do PWV apresenta uma relação praticamente linear entre a probabilidade de chuva e o incremento deste índice (com exceção do valor registado para a classe 3.15). Valores superiores a 1.75 na taxa de variação apresentam uma probabilidade de chuva em crescendo a partir dos 50%, chegando mesmo aos 100% na classe 3.50. Taxas de variação elevadas de PWV representam os casos de pico saliente observados no comportamento do PWV (ex. Figura 4.3a e 4.3b), que normalmente estão acompanhados de precipitação intensa. O mesmo tipo de análise é apresentado também na Figura 4.5 mas utilizando os dados do par de estações PAML – Setúbal. Este apresenta um padrão de resultados semelhante mas com um pouco mais de dispersão em todos os índices e piores resultados nos valores mais elevados das classes. Isto pode dever-se ao facto de não serem registadas tantas chuvas intensas nesta localização comparando com o caso anterior. Uma longa série temporal de dados que incluísse vários pares de estações GPS – meteorológica seriam necessários para validar os resultados apresentados nesta figura, mas contudo podemos concluir que existe uma clara correlação positiva entre a probabilidade de chuva e este comportamento específico do PWV visto a partir de uma estação GPS.

**Tabela 4.2:** Relação observada entre a intensidade de chuva e as classes de PWV do algoritmo de aproximação linear. Dados com respeito a todos os pares estações analisados para 2012, juntamente com dados referentes ao par IGP0-IDL (entre parêntesis). A última linha (\*) contem todos os eventos de 2010-2012 para este último par.

Máximo da razão de chuva <i>mm/h</i>	Classe		Variação média do PWV		
	A+B	C+D	<i>Max(PWV)</i>	$\Delta PWV$	$\frac{\partial PWV}{\partial t}$
	# eventos		<i>mm</i>	<i>mm</i>	<i>mm/h</i>
0	657 (189)	2178 (602)	18.89 (19.14)	3.32 (3.36)	0.69 (0.72)
]0,5[	186 (46)	318 (88)	25.46 (26.25)	7.11 (7.95)	1.13 (1.20)
[5,10[	19 (6)	9 (3)	30.45 (26.26)	5.58 (7.22)	1.11 (1.24)
≥10	22 (5)	5 (1)	32.32 (35.15)	9.47 (10.62)	1.40 (1.50)
≥10*	24	2	31.40	8.08	1.31

Na Tabela 4.2, o mesmo conjunto de dados analisados anteriormente é comparado com alguns níveis de intensidade de chuva. Estes níveis são definidos de acordo com a intensidade de precipitação registada numa hora: 0 representa ausência de chuva, ]0,5[ representa chuva fraca, [5,10[ representa chuva moderada e ≥10 significa ocorrência de chuva intensa ou severa. Considera-se ausência de chuva para registos inferiores à capacidade mínima de observação nas estações meteorológicas (0.1 mm/h). As classes são agrupadas em A+B e C+D de modo a simplificar a análise. Como é previsível, no agrupamento A+B, a maior parte das linhas obtidas do algoritmo são referentes a episódios de ausência de chuva, correspondendo a 74% do total de eventos. Nos restantes 227 eventos, apenas 18% excede os 5 mm e 10% excede os 10 mm de precipitação em 6 horas. O agrupamento de classes C+D regista 63% do total dos episódios anuais de chuva moderada (318 em 504). Contudo as classes A+B registam uma percentagem mais elevada, de 68% (19 em 28) para os eventos de chuva moderada, e de 82% para todos os eventos de chuva intensa (22 em 27). Percentagens muito semelhantes são observadas quando analisamos os dados neste agrupamento de classes contemplado apenas o par do centro de Lisboa IGP0 – IDL. Quando analisamos todos os registos de chuva severa durante os três anos de estudo aqui processados, verificamos que para o caso do par de estações IGP0 - IDL é obtido para as classes A+B um número muito elevado de eventos, representando 92 % do seu total (24 em 26). É de salientar ainda analisando a Tabela 4.2, que os valores da variação média do PWV em todos os 3 índices apresentados (máximo, incremento absoluto e taxa de variação do PWV) vão crescendo em função do aumento da intensidade das classes definidas para a chuva, registando valores ainda mais elevados quando analisamos apenas o par IGP0-IDL (sendo o par com menor distanciamento e consequentemente com maior fiabilidade na análise estatística).

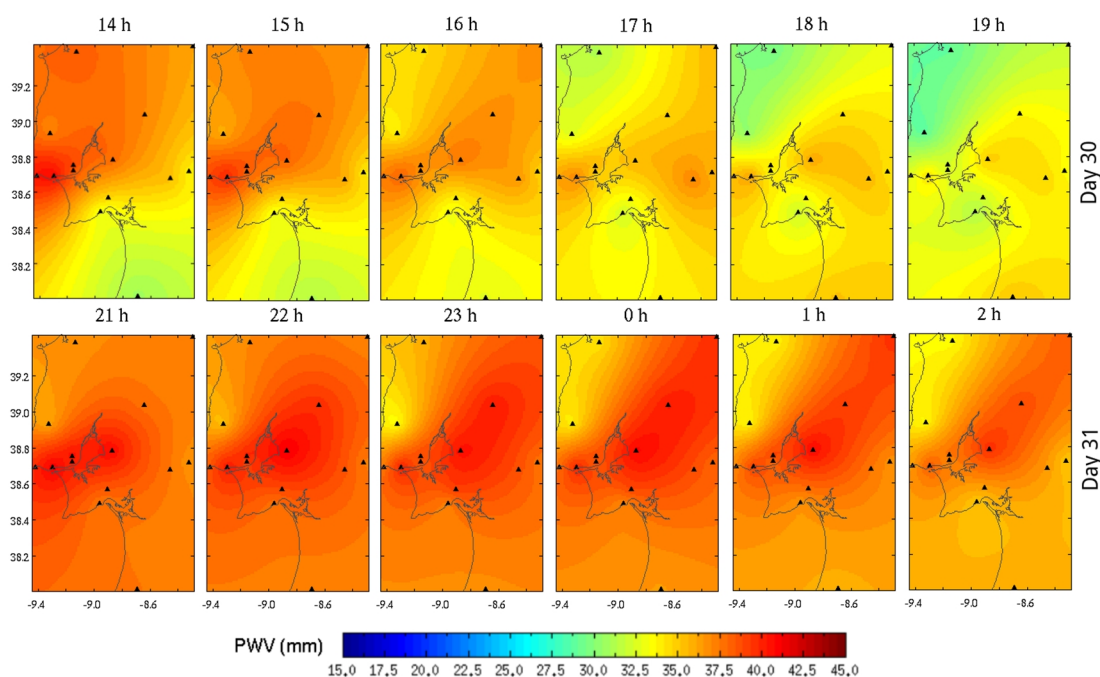
## 4.4 Discussão

Os resultados apresentados neste capítulo sugerem que os eventos de precipitação intensa são mais prováveis de acontecer quando o PWV de uma estação GPS tem um comportamento de crescimento rápido, coincidindo o máximo do sinal aproximadamente com a intensidade máxima de chuva, e decrescendo ainda mais bruscamente após o seu término. Apesar de este comportamento ser consistente com os processos convectivos superficiais ou profundos que muitas vezes levam à ocorrência de precipitação, é de reforçar o facto de o PWV ser uma medida de vapor de água integrado, não sendo sensível à distribuição tridimensional destas variáveis na atmosfera. Contudo vários estudos publicados por diferentes autores têm demonstrado que existe uma relação entre o PWV e as tempestades, registando valores atípicos de conteúdo do vapor de água com GPS, mas observando de forma semelhante a este estudo, que nem todos os picos no sinal ocorrem em fase com a precipitação local (Champollion et al., 2004; Bastin et al., 2007; Yan et al., 2009; Brenot et al., 2014). Algum desse desajustamento pode ser atribuído à distribuição dispersa das estações meteorológicas, que mesmo quando densamente distribuídas apenas são sensíveis ao conteúdo local de precipitação. Consequentemente a natureza muito heterogênea da precipitação pode gerar situações onde chove na região mas os registos não são observados pelas estações meteorológicas.

As medições de precipitação realizadas através de radar meteorológico ou de imagens de satélite podem ser uma boa opção como trabalho futuro para ultrapassar a dispersão na distribuição espacial da rede de estações meteorológicas. Mas neste caso é necessária uma alta resolução temporal de dados para analisar as características entre o PWV do GPS e a chuva, aumentando a complexidade no tratamento dos dados anteriormente referidos. A energia refletida dos pulsos de energia emitidos pelo radar também não é suficientemente precisa para caracterizar a intensidade da precipitação, apesar de dar uma boa indicação da distribuição das partículas líquidas ou sólidas de água presentes em situações de tempestade. O número de missões espaciais vocacionadas para medição de precipitação no planeta é limitado e a resolução das suas imagens pode não ser suficiente para avaliar os efeitos locais da precipitação convectiva. Porém a recente missão GPM (*Global Precipitation Measurement*) consegue grandes progressos produzindo imagens com uma resolução espacial na ordem das dezenas de quilómetros e com uma impressionante frequência temporal de meia hora (Hou et al., 2014).

Apesar das limitações evidenciadas na medição do atraso ou da precipitação por parte das técnicas anteriormente enunciadas, a exploração bidimensional de ambas as variáveis seria uma mais-valia para a análise da sua relação causa-efeito. Algumas destas potencialidades são demonstradas com o exemplo da Figura 4.6, onde a evolução temporal dos registos 2D do PWV é obtida através da interpolação do grupo de estações GPS visíveis na Figura 3.1. Os resultados são referentes ao caso de estudo da Figura 4.3d, onde na primeira linha está representada a evolução temporal horária durante o primeiro pico de PWV (sem chuva observada) e na segunda linha o segundo pico mais intenso de PWV (com registo de chuva intensa). No primeiro caso é observada uma advecção no campo do vapor de água em direção a este, onde após o registo do PWV máximo no centro de Lisboa às 14 horas, vai gradualmente se deslocando mais para este à medida que enfraquece até se situar fora da região do mapa 2D por volta das 18 horas. No segundo caso a intensidade do PWV parece abranger uma maior área da região de estudo e manter-se estacionária durante o pico máximo de PWV, acabando por enfraquecer gradualmente com a ocorrência dos registos de precipitação nas várias estações meteorológicas distribuídas pela região. Os resultados da Figura 4.6 podem esconder alguma imprecisão devido à fraca cobertura espacial das estações GPS nomeadamente nas áreas nordeste e sudoeste dos mapas 2D. O uso de gradientes troposféricos de alta

resolução gerados a partir de técnicas de multiprocessamento GNSS poderão melhorar os mapas 2D do PWV, evidenciando a estrutura dos gradientes horizontais da humidade (Li et al., 2015b). A análise de mapas de PWV bidimensionais gerados a partir do GPS pode ser complementada com várias medições de técnicas que fornecem produtos 2D, como campos de refletividade calculados a partir dos radares meteorológicos, mapas de PWV obtidos através de dados InSAR ou de outras imagens de satélite resultantes de sensores multiespectrais. Esta análise combinada poderá revelar características nos sistemas meteorológicos sinóticos, permitindo uma melhor compreensão da dinâmica do vapor de água, particularmente durante tempestades severas (Brenot et al., 2014). Um exemplo disto é dado pela verificação da deslocação de uma larga massa de vapor de água em fase com um sistema frontal sinótico, em que o máximo de vapor de água é identificado na linha da frente, ocorrendo posterior saturação do mesmo por ação da precipitação (Van Baelen et al., 2011).



**Figura 4.6:** Mapas 2D do PWV interpolado a partir de todas as estações da rede GNSS. Os mapas são apresentados nos períodos temporais correspondentes aos 2 picos principais de PWV na Figura 4.3d. Pontos negros representam as estações GNSS.

A utilização de técnicas de tomografia a partir dos dados GPS sugere que a evolução temporal do PWV pode ser levada para o próximo nível de complexidade, realizando a análise a três dimensões (Champollion et al., 2009; Adams et al., 2011; Van Baelen et al., 2011). Desta forma é possível medir diretamente o impacto de convecções profundas ou compreender melhor a relevância entre a interação dos fluxos de humidade entre terreno e a atmosfera durante tempestades (Iwasaki e Miki, 2001; Champollion et al., 2004; Brenot et al., 2014). A análise espacial 2D ou 3D permite diferenciar mais facilmente os eventos relacionados com precipitação moderada normalmente estratiforme, induzida por frentes meteorológicas de larga escala, dos eventos convectivos muito localizados mais associados a tempestades severas (Manning et al., 2012; Van Baelen et al., 2011).

A complexidade e a natureza caótica associada ao clima e neste caso particular ao comportamento no espaço e no tempo do vapor de água atmosférico, redonda muitas vezes em imprevisibilidade das condições atmosféricas mesmo utilizando os mais sofisticados NWP, tornando extremamente difícil uma caracterização estatística 100% assertiva das variáveis analisadas neste trabalho. Algumas das limitações identificadas nos resultados da análise do sinal PWV com os registos de precipitação horária acumulada, poderão resultar do ruído que por vezes afeta o sinal GPS de forma mais intensa. Os efeitos de dispersão

(*scattering*) na antena GPS podem por vezes ser muito elevados e aumentar o nível de resíduos quando é feita a determinação do ZWD no processamento GPS, dificultando a separação das componentes atmosféricas do sinal. Estes efeitos são fisicamente causados por multi-trajeto na antena podendo ser amplificados durante alguns eventos de precipitação (Emardson et al., 1998; Iwasaki e Miki, 2001; Champollion et al., 2004). Períodos de chuva moderada mas de longa duração poderão prolongar por muitas horas o comportamento instável no sinal do PWV, introduzindo mais incerteza no algoritmo aqui desenvolvido, dificultando a identificação da tendência em cada segmento de reta. Erros na classificação do algoritmo também poderão mascarar alguns eventos meteorológicos, principalmente nas tendências mais longas com menor resposta na variação do PWV (valores menos intensos ou com maior ruído). Nestes casos poderão ser agregados dois ou mais eventos meteorológicos distintos caso eles se formem num curto intervalo de horas. O PWV determinado pelo GPS pode ser também afetado por hidrometeoros formados nas tempestades como granizo, nevoeiro ou orvalho (Van Baelen et al., 2011). Foi quantificada uma sobrestimação de 18 mm no ZHD na presença de tempestades de granizo, particularmente no interior das células convectivas, o que resulta numa subestimação do PWV nessas localizações com um erro que pode chegar a 15% (Brenot et al., 2006).

Apesar das limitações do método existem alguns estudos que utilizam outro tipo de metodologias para estudar o comportamento do PWV calculado pelo GPS e a sua interação na presença de precipitação. O estudo estatístico de Inoue e Inoue (2007) analisou no Japão um período de dias ativos de tempestades de verão durante 5 anos, onde foram identificados incrementos de PWV mais altos antes destes eventos, do que os normalmente registados noutras condições meteorológicas. Além disso foi observado que os eventos com valores máximos mais altos de PWV são aqueles em que são registadas mais tempestades. Num outro estudo na mesma área foi analisado um mês de dados onde foi verificado que a frequência da precipitação incrementa rapidamente quando o PWV chega a um determinado *threshold* em função também da temperatura à superfície (Shoji, 2013). Esta variável não foi considerada neste estudo preliminar, mas poderá ser uma mais-valia a explorar em trabalho futuro. Um largo conjunto de dados de 9 anos no nordeste de Espanha foi avaliado através de um sistema de redes neuronais com o objetivo de testar a previsão de precipitação a partir de PWV, utilizando também medições de pressão atmosférica à superfície (Seco et al., 2012). Foi também verificado que valores máximos de PWV são normalmente observados em situações de baixa pressão. Apesar de apenas se conseguir alguma previsibilidade acima de 2 dias, o método suporta a ideia da melhoria da previsão meteorológica recorrendo a dados GPS.

### 4.5 Conclusão

O estudo aqui apresentado demonstra a aplicabilidade de um algoritmo simples de classificação da evolução temporal do PWV medido a partir de uma estação GPS na análise de dados contínuos de precipitação. Apesar da simplicidade do método e das limitações na avaliação de variáveis no espaço tridimensional, como os campos de PWV ou de precipitação a partir de estações que medem quantidades em perfis integrados da atmosfera, os resultados mostram que o sinal GPS tem informação relevante mostrando correlação positiva entre as duas variáveis. Relativamente aos eventos de precipitação intensa, o método determina bem quase todas as ocorrências, mas com o inconveniente de selecionar uma grande porção de eventos quando não ocorre chuva, isto é, falsos positivos ou falsos alarmes de precipitação intensa. A metodologia também não permite diferenciar os eventos de precipitação em função da intensidade. Não obstante, apesar das limitações discutidas aqui neste estudo podemos concluir que o sinal GPS integrado pode fornecer informação relevante para poder funcionar como ferramenta auxiliar no



estudo de processos meteorológicos em regime de *nowcasting*. A utilização desta técnica combinando-a com outras medições meteorológicas melhorará seguramente os sistemas de previsão em tempo real.

A exploração da informação GNSS em 2D através dos mapas bidimensionais do PWV, e em 3D recorrendo a técnicas de tomografia, aperfeiçoará a reprodução das variações do campo do vapor de água na troposfera e permitirá criar condições para o desenvolvimento de um algoritmo 4D que avalie as suas variações ao longo de uma série temporal de eventos de precipitação. A combinação do GPS com os presentes e futuros sistemas GNSS em técnicas de processamento multi-GNSS e a sua contínua melhoria permitirá obter informação mais precisa sobre as características da atmosfera, incrementando o potencial da técnica como utilização de ferramenta auxiliar na previsão de fenómenos meteorológicos severos (Bender e Raabe, 2007; Yan et al., 2009). O método aqui apresentado poderá ainda ser testado em trabalho futuro considerando dados de estações GPS e de meteorologia de diferentes regiões climáticas, de preferência durante um período contínuo de vários anos, avaliando a dependência da parametrização escolhida em função da especificidade do clima local.



## Capítulo 5

### Inclusão dos dados InSAR na tomografia GNSS

#### 5.1. O InSAR como medição atmosférica

Uma das características de um produto interferométrico proveniente da técnica InSAR consiste em medir a quantidade de PWV integrado presente na atmosfera. Esta é uma das técnicas de detecção remota que permite estimar mapas bidimensionais da distribuição espacial do vapor de água integrado, devido às propriedades de emissão do sinal SAR no espectro das micro-ondas (Mateus et al., 2013b). Esta quantidade pode ser dada de forma absoluta, a partir de um valor PWV de referência para a área do interferograma determinado a partir de medições GPS ou de um NWP, utilizando uma série temporal de vários interferogramas (Mateus et al., 2014). Outra forma de medição mais direta é a quantificação da diferença temporal na variação do PWV entre as épocas de aquisição da imagem *master* e *slave* do respetivo interferograma, ou seja o  $\Delta$ PWV. Já foi demonstrado que a técnica InSAR pode fornecer uma série temporal de mapas PWV com alta resolução espacial e sobre uma área de vários quilómetros, com uma resolução temporal que depende da cobertura dos dados do sensor espacial (Mateus et al., 2013b). Esta série temporal pode ser obtida combinando dados InSAR adquiridos ao longo de diferentes órbitas (ascendentes ou descendentes) sobre o mesmo sensores. Esta interoperabilidade permite aumentar a frequência temporal da observação atmosférica utilizando dados provenientes de sensores SAR. Independentemente de se observar o PWV absoluto ou diferencial, a calibração dos dados obtidos através do InSAR é um passo fundamental para a qualidade das medições estimadas por esta técnica. A calibração é usualmente realizada com medições provenientes de sensores fiáveis e independentes como os anteriormente referidos GPS ou NWP (Mateus et al., 2013a).

A vantagem principal dos mapas PWV derivados do InSAR é a sua alta resolução espacial na ordem de algumas dezenas de metros. Normalmente para aumentar a precisão das medidas do PWV é aplicado um filtro passa-baixo, degradando a resolução para as centenas de metros (Nico e Fortuny, 2003). Contudo, esta resolução espacial é ainda assim bastante superior à distância entre estações normalmente verificada numa rede GNSS ou até mesmo da resolução horizontal de uma grelha tomográfica, ambos na ordem das dezenas de quilómetros (Champollion et al., 2005). A tomografia GNSS necessita de uma rede de estações permanentes instaladas no terreno, que verifique certas condições geométricas que permitam definir uma grelha de vóxeis sobre a sua área (Flores et al., 2000), enquanto o InSAR é dependente da passagem do sensor sobre o terreno e do seu ciclo de aquisição temporal. Todavia a técnica InSAR apresenta uma desvantagem crucial que consiste na resolução temporal ótima de apenas alguns dias entre aquisições de dados SAR sobre a mesma região da Terra. Mesmo utilizando de forma operacional o Sentinel-1 e combinando com outros sensores SAR presentemente existentes, as medições de PWV nunca poderiam ser atualizadas de forma quase continua como é verificado por exemplo na técnica do GNSS meteorológico (Benevides et al., 2016a). A grande vantagem da utilização da tomografia GNSS é que a técnica permite a discretização vertical do conteúdo de vapor de água na troposfera acima da rede de estações utilizada, que usualmente não é realizável por técnicas de detecção remota onde apenas o integral do vapor de água é medido. A possibilidade de incluir outras medidas SWD provenientes de diversos sensores que possam ser adaptadas à natureza das observações de entrada da tomografia é outra mais-valia

desta técnica. A adaptação das medições integrais provenientes da linha de vista do SAR, de forma semelhante às observações de entrada para a tomografia, poderá trazer vantagem na resolução do sistema.

## 5.2. Metodologia da inclusão do InSAR na tomografia GNSS

O objetivo do trabalho apresentado neste capítulo é investigar novas metodologias para melhorar a qualidade na estimativa dos mapas 3D da refratividade atmosférica, através da inclusão de medições provenientes da técnica de interferometria SAR na cadeia de processamento da tomografia GNSS. Os conceitos teóricos, metodologia e resultados aqui presentes fazem parte do trabalho publicado no jornal IEEE-TGRS (Benevides et al., 2016a). Um dos pontos-chave na inclusão das medições InSAR na solução da tomografia GNSS consiste em investigar uma metodologia para introduzir devidamente as medições SAR que fornecem as diferenças temporais de PWV observadas entre dois instantes de aquisição. As propriedades de aquisição da informação atmosférica das técnicas GPS e InSAR são muito diferentes, sendo estimado um valor absoluto do PWV a partir do cone de observação de cada estação GPS a cada 15 minutos, enquanto o  $\Delta$ PWV obtido do InSAR a partir do mapa de alta resolução espacial no terreno reporta medições diferenciais entre aproximadamente 35 dias (Mateus et al., 2013b). Por este motivo, um novo conjunto de equações relativas às medições da interferometria é introduzido no sistema de equações da tomografia. A utilização destas medições de  $\Delta$ PWV ao invés de se optar pela determinação do seu valor absoluto minimizam o erro da técnica. Este erro pode ser amplificado em grande parte quando se efetua a determinação absoluta do PWV derivada de medições InSAR, devido a facto de ser baseada em várias considerações externas sobre as condições atmosféricas verificadas ao longo da série temporal de interferogramas necessária para efetuar a sua estimação (Mateus et al., 2013b). Os resultados obtidos pela metodologia proposta são validados através de medições de radiossondas e de modelos numéricos.

As medições SWD GPS que servem de dados de entrada para a tomografia tiram partido da transmissão do sinal ao longo da linha de vista entre o recetor no terreno e os satélites no espaço. Estas medições representam valores de atraso húmido absoluto e as suas linhas de vista são variáveis no tempo devido à dinâmica geométrica dos satélites GNSS no seu plano de órbita (Bender e Raabe, 2007). As medições SAR sobre o terreno também podem ser representadas através da linha de vista do sinal radar entre o sensor a partir da órbita da plataforma espacial e os pixéis rastreados no terreno. Estas observações adicionais provenientes do InSAR podem ser denominadas como  $SWD_{SAR}$ . Devido à técnica InSAR fornecer a medição da diferença temporal em cada píxel, e a posição destes não variar entre cada data de aquisição da imagem SAR, é possível definir uma observação diferencial de SWD entre cada píxel e o sensor espacial, que contenha a informação da diferença temporal do vapor de água entre as duas épocas de aquisição das imagens *master* e *slave*, ou seja  $SWD_{SAR}^M - SWD_{SAR}^S$ . Introduzindo estas medições na grelha da tomografia resulta um número adicional de medições SWD que intersectam os vóxeis em direções diferentes das proporcionadas pela técnica GPS, resultando num melhor preenchimento da grelha do modelo tomográfico. Deste modo, são criadas equações extra que relacionam as medidas de  $\Delta$ PWV calculadas com o InSAR, com o índice de refratividade húmida dos vóxeis que são intersectados pelos SWD com origem no sinal SAR. Um ponto crucial para a implementação das medições InSAR na tomografia GNSS consiste na identificação dos vóxeis cruzados pela linha de vista dos  $SWD_{SAR}$ . Para tal, o mesmo algoritmo de *ray tracing* utilizado nas observações SWD originais do GPS é adaptado à natureza das medições SAR, tendo em conta a posição espacial de cada píxel do interferograma e a sua direção relativamente à órbita do satélite (dada pelo ângulo de azimute  $\alpha$  e ângulo de elevação  $\vartheta$ ). Esta informação é guardada na matriz  $A_{SAR}$ , onde as subdistâncias percorridas pelos raios resultantes do varrimento das observações  $SWD_{SAR}$  são registadas. Tendo em conta as características previamente discutidas, as

equações referentes ao InSAR podem ser incluídas na tomografia GNSS através da adaptação da equação 2.18 (secção 2.6) da seguinte forma:

$$N^{wet} = N_0 + (A_{SAR}^T \cdot C_{SAR}^{-1} \cdot A_{SAR} + C_0^{-1})^{-1} \cdot (A_{SAR}^T \cdot C_{SAR}^{-1}) \cdot (SWD_{SAR}^M - SWD_{SAR}^S) \quad (5.1)$$

onde  $C_{SAR}$  é a matriz das covariâncias das observações SAR. O último termo da equação  $SWD_{SAR}^M - SWD_{SAR}^S$  é substituído na prática pelo valor estimado de  $\Delta PWV$  entre o intervalo temporal da imagem *master* e *slave*. Isto implica que para se complementarem na tomografia os dados SAR com os dados GPS, é necessário utilizar a informação do GPS na equação 2.18 que seja relativa às datas de aquisição das imagens SAR. Desta forma a solução inicial  $N_0$  é obtida a partir da solução da tomografia GNSS utilizando somente os dados GPS à época da imagem *slave*, enquanto os restantes elementos da equação ( $SWD$ ,  $C$  e  $A$ ) são relativos ao instante da imagem *master*. Desta forma a equação 2.20 apresentada na secção 2.6 é modificada para:

$$\begin{bmatrix} SWD_{GPS} \\ SWD_{SAR} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{GPS} \\ A_{SAR} \\ B \end{bmatrix} \cdot N^{wet} \quad (5.2)$$

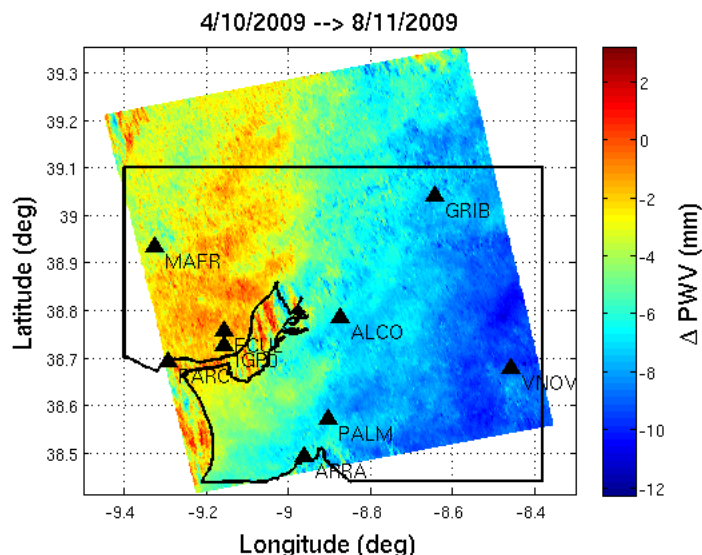
A alta densidade de medições SWD originadas pelos píxeis do interferograma SAR combinada com os dados GPS permite o preenchimento das camadas da grelha tomográfica de forma mais homogênea, facilitando a inversão do respetivo sistema de equações. Desta forma é expectável que a técnica InSAR tenha um impacto positivo na solução da refratividade húmida, tornando-a mais próxima do estado real da atmosfera. Contudo, ainda é necessária a introdução de constrangimentos na solução da tomografia, como é apresentado na equação 5.2.

### 5.3. Caracterização dos dados e configuração da experiência

Foi realizada uma experiência para testar a metodologia apresentada na secção anterior, sendo definida uma rede de estações permanentes GNSS localizada em Lisboa, mas com adaptações na configuração dos seus limites para contemplar a área abrangida pelo interferograma SAR utilizado sobre esta região. Desta forma a configuração desta rede pode ser observada na Figura 3.3 (secção 3.1), onde são agrupados 9 recetores distribuídos na região de Lisboa e arredores sobre os limites horizontais da grelha tomográfica cobrindo uma área de 80x70 km<sup>2</sup>. Os recetores foram escolhidos a partir da área mais regional de Lisboa (Figura 3.1) com a condição de se sobreporem geograficamente à área de abrangência do interferograma, o que levou a uma reconfiguração da resolução horizontal e distribuição dos vóxeis nesta experiência. Na figura é também visível a estação de radiossondas utilizada para validação dos resultados e a estação de referência meteorológica, ambas no centro da cidade de Lisboa. A área apresenta predominância de relevo misto e configuração costeira complexa, formada pelo oceano Atlântico a oeste e as largas bacias do rio Tejo e Sado a ocuparem uma grande porção no interior da grelha tomográfica. Este fator aumenta a presença de corpos de água no interior da área de estudo e consequentemente provoca uma baixa coerência no interferograma.

O primeiro passo para obter as observações SWD consiste no processamento dos dados GPS da rede de estações anteriormente referida. Para tal foi utilizado o *software* GAMIT/GLOBK (v10.3) (Herring et al., 2010) em sessões de processamento diárias nos dias coincidentes com as datas de aquisição da imagem SAR correspondentes ao interferograma escolhido. Os parâmetros mais importantes utilizados são as órbitas precisas IGS, a definição de um ângulo de corte de 5° para as observações oblíquas e a estimação do integral da temperatura média  $Tm$  com base na climatologia local (equação 3.1, secção 3.2).

A configuração detalhada do processamento é realizada na secção 3.2 Os SWD do GPS são obtidos aplicando as funções de mapeamento VMF1 ao ZWD determinado anteriormente em cada uma das estações da rede GNSS, utilizando a informação das elevações de cada par estação-satélite com uma frequência de 30 segundos. Deste modo é obtido um elevado número de observações SWD durante o período definido para o intervalo da tomografia, a partir da interpolação temporal do conjunto de ZWD determinado de forma precisa a cada 15 minutos.

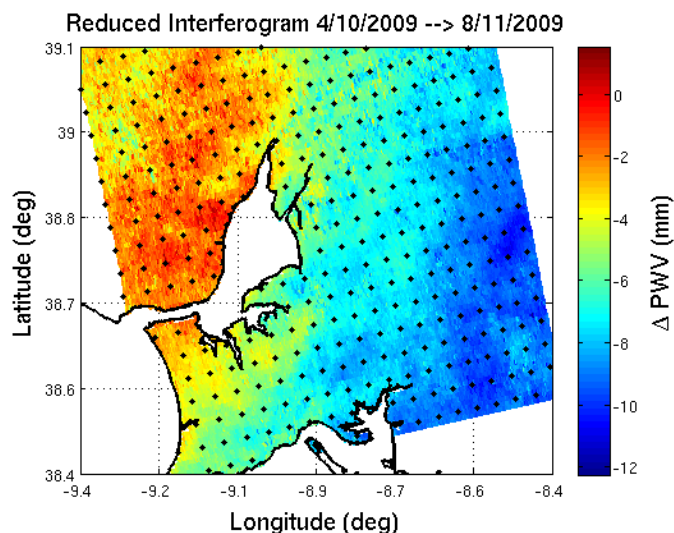


**Figura 5.1:** Interferograma calculado na região de Lisboa, utilizando a referência *master* de 4 de outubro e *slave* de 8 de novembro, ambas de 2009, onde os valores de  $\Delta PWV$  da imagem são apresentados. É visível o contorno da linha de costa e a área limite da grelha tomográfica (linha preta), juntamente com a rede de estações GNSS utilizada.

Os dados InSAR utilizados nesta experiência são obtidos a partir da aquisição de um par de imagens SAR provenientes do satélite EnviSat. As imagens são adquiridas sobre a região de Lisboa na órbita descendente a 4 de outubro e 8 de novembro de 2009. O *software* de processamento interferométrico DORIS (*Delft Object-oriented Radar Interferometric Software*) (Kampes et al., 2003), desenvolvido na Universidade de Delft na Holanda, foi utilizado para gerar o interferograma aqui utilizado (Mateus et al., 2013b). Uma descrição sucinta do processamento interferométrico é apresentada seguidamente. Foi utilizado um MDT obtido a partir do processamento de cartografia do IgeoE, com uma resolução horizontal de 20 m e uma precisão de 2.5 m (Benevides, 2009), para remover os artefactos de terreno do interferograma (Mateus et al., 2013a). São também utilizadas órbita precisas determinadas pela ESA para remover possíveis efeitos orbitais (Nico et al., 2011). Foi aplicada uma reamostragem de 40x8 píxeis à resolução do interferograma por forma a reduzir o ruído da fase para um erro padrão abaixo dos 0.15 mm (Mateus et al., 2013a), resultando numa resolução espacial de aproximadamente 160x160 m<sup>2</sup>. O desenrolamento de fase foi realizado com recolocação geográfica posterior dos píxeis (Nico e Fortuny, 2003). Os valores de fase desenrolada são então relacionados com as características do atraso húmido integral e convertidos em  $\Delta PWV$ , utilizando a equação 2.22 apresentada na secção 2.7. A calibração das medições atmosféricas InSAR é realizada como passo final, utilizando a expressão que relaciona as medições  $\Delta PWV$  obtidas do interferograma com os dados  $\Delta PWV$  do GPS determinados a partir da rede de estações utilizada neste trabalho (equação 2.23). Os parâmetros de calibração utilizados neste trabalho são descritos em Mateus et al. (2013b).

Na Figura 5.1 é apresentada uma imagem do interferograma processado sobreposto à área do modelo tomográfico, juntamente com a rede de estações GNSS utilizada. O interferograma foi reduzido na sua dimensão devido a grande parte da sua extensão se localizar fora dos limites da grelha da tomografia.

Posteriormente uma máscara com base na linha de costa foi também aplicada para remover as zonas de baixa coerência interferométrica provocadas pelos corpos de água. Estas operações reduzem os píxeis do interferograma para aproximadamente 36000, o que é um valor bastante elevado quando comparado com o número de observações SWD utilizadas para resolver a tomografia GNSS (Benevides et al., 2014). Por este motivo foi gerada uma grelha regular de pontos com um espaçamento de aproximadamente 1500 m, sobre a área dos píxeis do interferograma reduzido, onde a mediana dos valores  $\Delta\text{PWV}$  situados até metade do espaçamento é utilizada para definir o valor de cada ponto. Cada um dos 1865 pontos da grelha regular representa o vapor de água integral diferencial na direção oblíqua visto pela linha de vista do SAR, ou seja o  $\text{SWD}_{\text{SAR}}$ , entre as épocas de aquisição da imagem *master* e *slave*. O MDT é ainda aplicado à grelha de pontos interferométricos juntamente com a utilização de um modelo do geóide (Catalão, 2006), de forma a se obterem as altitudes elipsoidais que são a referência vertical para as coordenadas altimétricas das estações GPS. Desta forma a grelha regular de pontos determinada a partir dos dados do interferograma funciona como uma rede de estações InSAR, como pode ser observado na Figura 5.2. A partir de cada ponto é obtida uma observação SWD que é função das suas coordenadas no terreno e do ângulo de elevação e azimute médio relativamente à órbita do sensor espacial SAR ( $\theta=31^\circ$  e  $\alpha=194^\circ$ ).



**Figura 5.2:** Interferograma mascarado e cortado pelos limites da grelha tomográfica, com representação esquemática da grelha de pontos definida para gerar as observações diferenciais  $\text{SWD}_{\text{SAR}}$ . Os valores de  $\Delta\text{PWV}$  referentes à imagem *slave* menos *master* (8 de novembro menos 4 de outubro, 2009) são apresentados.

A definição da grelha tridimensional utilizada neste trabalho é realizada com base na reconfiguração da distribuição e dimensão horizontal dos vóxeis, a partir do descrito na secção 3.3.1. A resolução vertical é a mesma. Deste modo e com base no apresentado na Figura 3.3, a grelha tomográfica distribui-se ao longo da rede de estações GNSS utilizada com 6 células na direção longitudinal e 5 células na direção latitudinal, de onde resulta uma área horizontal homogénea para cada vóxel de  $14.5 \times 14.5 \text{ km}^2$ . A resolução vertical é variável incrementando o espaçamento a partir da primeira camada aos 500 m até à camada no topo aos 10 km. Um intervalo temporal de 30 minutos foi escolhido de forma a permitir que a dinâmica dos satélites GPS gere SWD suficientes para observar a grelha tridimensional no maior número possível de ângulos de vista diferentes (Bender e Raabe, 2007).

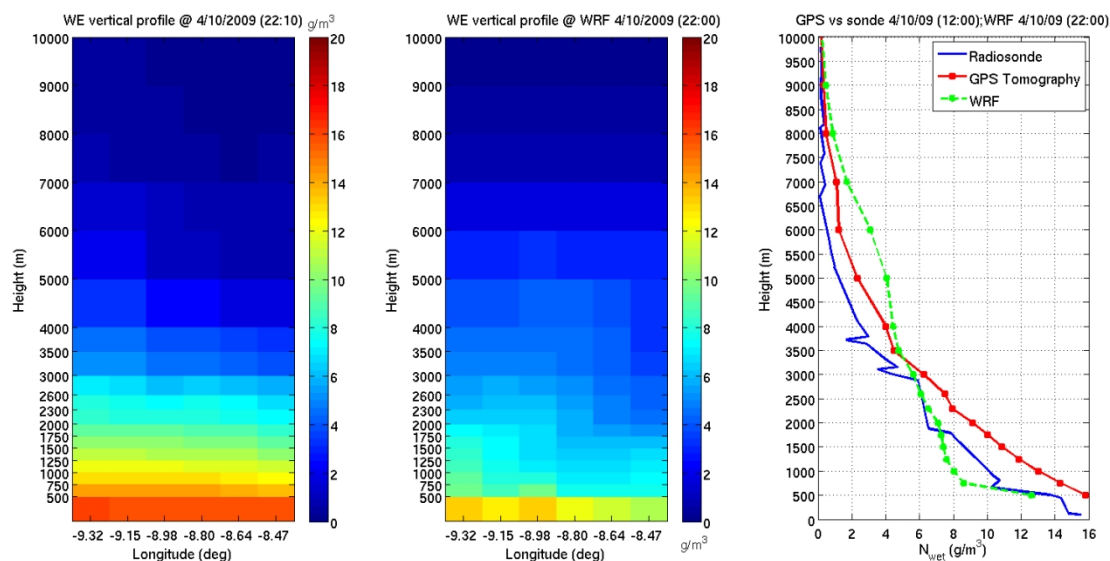
## 5.4. Resultados

O primeiro passo para realizar a tomografia GNSS com a inclusão dos dados InSAR consiste na obtenção da solução inicial  $N_0$  para completar a equação 5.1. Vamos definir como época  $t_1$  a data referente à aquisição SAR mais antiga, correspondente à imagem *master* (4 de outubro de 2009), e como época  $t_2$  a data relativa à aquisição SAR mais recente, que corresponde à imagem *slave* (8 de novembro de 2009). A solução inicial é calculada para a época  $t_1$ , sendo a solução final relativa ao estado da troposfera à época  $t_2$ . Deste modo a solução da tomografia GNSS com o InSAR conecta as equações 2.18 e 5.1 aos instantes temporais das épocas das imagens SAR, permitindo a inclusão dos dados de  $\Delta$ WPV calculados do interferograma. Uma vez que as imagens SAR são adquiridas para esta região de estudo sensivelmente às 22:20 no modo descendente, a solução da tomografia foi definida para iniciar às 22:10, acabando 30 minutos mais tarde. Deste modo a hora de aquisição do interferograma está referida ao centro da janela temporal da tomografia. A solução da época  $t_1$  é baseada somente nos dados GPS sendo obtida utilizando também a equação 2.18, mas recorrendo a equação 3.3 para determinar a solução  $N_0$  para essa época, sendo portanto baseada no comportamento do vapor de água troposférico esperado utilizando um perfil atmosférico padrão. Nessa expressão o valor de refratividade para a superfície é determinado a partir das medições observadas na estação meteorológica de referência (IDL\Geofísico) recorrendo à equação 2.2, sendo anteriormente convertidas ao NMM.

Um conjunto de constrangimentos é incluído no sistema de equações da tomografia, seguindo o esquema de equações apresentado em 5.2. Os constrangimentos utilizados são a aplicação de médias horizontais nos vóxeis vizinhos com base no inverso da distância, o forçamento a valores nulos nas camadas verticais da grelha a partir dos 7 km de altitude, o constrangimento da camada mais baixa do modelo com valores de refratividade húmida calculada com base na estação meteorológica de referência e ainda uma re-estimação das observações SWD que saem do modelo pelas fronteiras laterais. O peso atribuído a cada observação SWD GPS, que permite construir a matriz de covariâncias na equação 2.18 tanto para a época  $t_1$  como para a  $t_2$ , resultam da precisão dos respetivos ZWD obtidos do GAMIT combinando com o modelo de erro do ângulo de elevação (Herring et al., 2010), que projeta o erro na direção oblíqua de cada observação (Boehm et al., 2006) (equação 3.4). As soluções da refratividade húmida obtidas pela tomografia são apresentadas nas unidades de  $\text{g/m}^3$ .

Na Figura 5.3 (esquerda) é apresentado um perfil da refratividade oeste-este correspondente à secção vertical da linha de vóxeis  $y=3$  (com a referência  $(x=1,y=1)$  no canto superior esquerdo da posição horizontal da grelha tridimensional), para a solução da tomografia na época  $t_1$  (22:10, 4 outubro 2009). Os valores de refratividade da solução são mais ou menos constantes ao longo do perfil longitudinal com uma saliência de menor intensidade na zona mais a este. Na mesma figura mas à direita, um perfil vertical de vóxeis da solução da tomografia é comparada com a radiossonda mais próxima no tempo, que foi lançada às 12 horas do mesmo dia. Os perfis de radiossonda são convertidos em refratividade húmida utilizando a metodologia descrita na secção 3.4.1, e escolhendo a medição mais próxima das épocas  $t_1$  e  $t_2$ , de forma a validar a refratividade obtida nas soluções da tomografia. O perfil vertical da coluna de vóxeis da solução da tomografia a comparar com a sonda está localizado na posição horizontal da grelha  $x=2$   $y=3$ , onde se inclui geograficamente a localização da estação de radiossondagem de Lisboa (Figura 3.3).



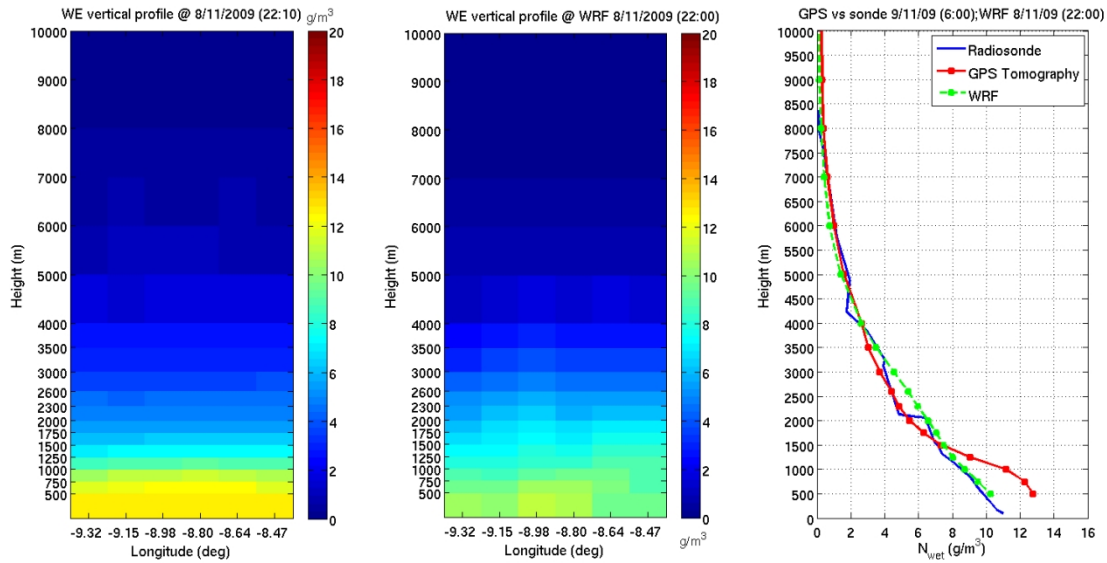


**Figura 5.3:** Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha  $y=3$ ) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 4 de outubro de 2009 (imagem *master*, época  $t_1$ ), à esquerda. Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia, ao centro. Comparação do perfil central de colunas ( $x=2, y=3$ ) coincidente com a localização da sonda adquirida às 12 horas do mesmo dia, à direita.

Foi observado um desvio entre as medições da sonda e do perfil tomográfico para a época  $t_1$ , com uma sobrestimação da tomografia GNSS. Esta diferença pode ser explicada pelas condições meteorológicas verificadas no instante de cada medição. A radiossonda foi adquirida 10 horas antes da solução da tomografia, tendo sido verificada uma temperatura à superfície na estação meteorológica de  $24^{\circ}\text{C}$  na aquisição da sonda e de  $20^{\circ}\text{C}$  na altura da solução tomográfica (às 22:00), o que é um valor consideravelmente elevado para o mês de outubro. Importa ainda acrescentar o facto da medição de PWV observada na estação IGP0 ser de 32 mm às 12:00 (sonda) e de 43 mm (tomografia) às 22:00, o que significa um incremento significativo na intensidade do PWV.

Para aferir os resultados da tomografia são também usadas as simulações do modelo atmosférico WRF. A comparação é feita com uma simulação realizada às 22:00, ou seja 10 minutos antes do início da solução da tomografia e 40 minutos depois do final da janela temporal dos dados tomográficos. Os dados WRF são convertidos em refratividade húmida e interpolados para a grelha da tomografia utilizando a metodologia descrita na secção 3.4.2. A apresentação do perfil oeste-este do WRF na Figura 5.3 mostra uma solução com uma tendência de refratividade húmida semelhante à tomografia GNSS, mas com valores menos intensos. A comparação com o perfil vertical mostra um resultado WRF aproximado da sonda nas camadas menos elevadas e um afastamento a partir dos 3 km de altitude, apesar dos dados se reportarem a horas do dia diferentes.

A solução da tomografia GNSS para a época  $t_2$  é também obtida aplicando a equação 2.18, e utilizando novamente a expressão 3.3 para determinar a solução  $N_0$  para essa época. Na Figura 5.4 (esquerda) é apresentada a solução do mesmo perfil de refratividade húmida para a tomografia GNSS (linha de vóxeis  $y=3$ ) relativo à época  $t_2$  (22:10, 8 novembro 2009). Comparando este perfil de refratividade com o obtido para a tomografia GNSS na época  $t_1$  é de notar uma diminuição da intensidade dos valores, que aqui são de 12 a 13  $\text{g/m}^3$  no máximo (16 a 17  $\text{g/m}^3$  na época  $t_1$ ) e estão mais concentrados nas camadas menos elevadas do modelo.

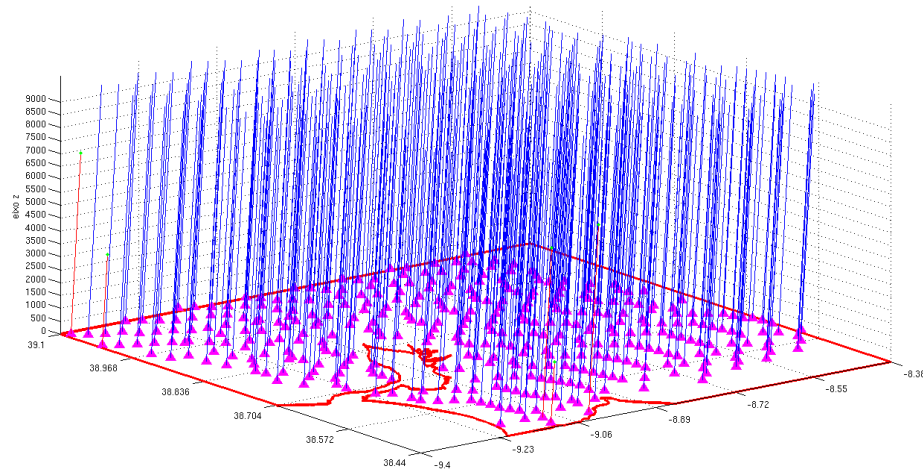


**Figura 5.4:** Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha  $y=3$ ) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 8 de novembro de 2009 (imagem *slave*, época  $t_2$ ), à esquerda. Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia, ao centro. Comparação do perfil central de colunas ( $x=2, y=3$ ) coincidente com a localização da sonda adquirida às 6 horas do dia seguinte, à direita.

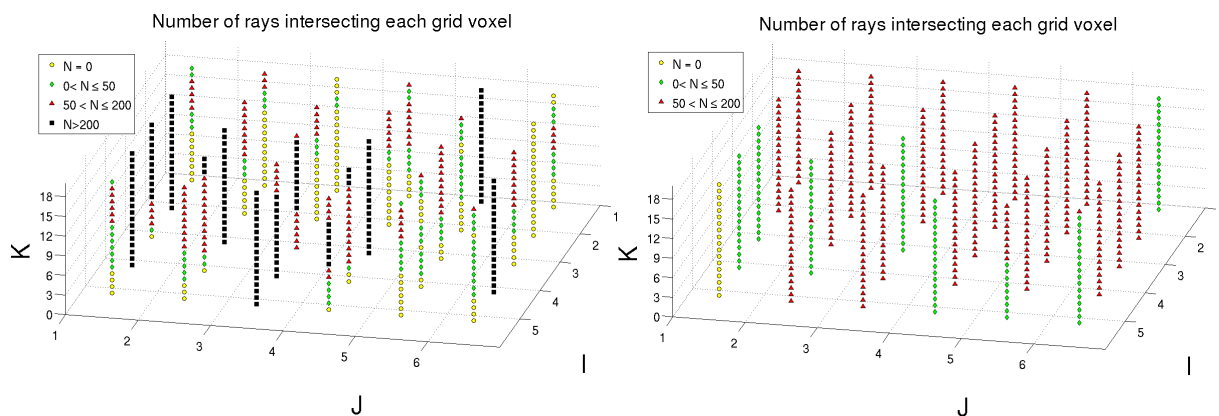
O resultado do perfil WRF Figura 5.4 (centro) para a época  $t_2$  mostra mais uma vez uma solução com um comportamento semelhante mas com valores menos intensos do que os observados na tomografia. À direita na mesma figura é apresentada a comparação dos perfis verticais entre as colunas de vóxeis da tomografia GNSS e WRF, com a radiossondagem mais próxima da aquisição da imagem *slave*, que é registada às 6:00 do dia seguinte (9 novembro 2009). Neste caso foi verificado que as condições meteorológicas não variaram tanto entre a aquisição da sonda e a hora da solução da tomografia, o que pode explicar a melhor concordância da solução de refratividade húmida obtida para esta época  $t_2$ . Contudo existe uma larga diferença entre as duas técnicas para os valores abaixo dos 1.5 km de altitude. A solução do modelo WRF segue o perfil da sondagem nas camadas mais baixas mas depois afasta-se ligeiramente a partir dos 2 km de altitude, apresentando um comportamento na vertical mais suave do que o da tomografia.

Seguidamente vão ser apresentados os resultados obtidos com a inclusão dos dados de interferometria SAR na tomografia GNSS. Uma representação da linha de vista de cada um dos pontos da grelha gerada a partir dos dados do InSAR é apresentada no espaço tridimensional da grelha tomográfica definida sobre a região de estudo (Figura 5.5). Na Figura 5.6 é possível visualizar uma indicação do preenchimento de cada um dos vóxeis da grelha da tomografia, que resulta após a aplicação do *ray tracing* das observações SWD GPS e InSAR. O preenchimento dos vóxeis é referido à época  $t_2$ , onde o número  $N$  representa a quantidade de observações intersectadas no interior de um determinado vóxel. Cada símbolo representa o número de observações indicado na legenda da figura, sendo referido ao centro do vóxel e sendo distribuídos em coluna por cada camada vertical do modelo. Pode ser observado na figura (esquerda) que o número de observações GPS não está distribuído de forma equilibrada pelos vóxeis da grelha tomográfica, existindo vários vóxeis sem nenhuma observação que se encontram principalmente nas camadas menos elevadas e em locais mais distantes das estações GNSS. A distribuição do preenchimento dos vóxeis a partir das observações SAR pode também ser observada na figura (direita) onde é de notar um preenchimento da grelha bastante mais uniforme, não existindo vóxeis vazios à exceção de uma coluna de vóxeis onde não existem dados SAR no terreno (ver também Figura 5.2). A Figura 5.6 demonstra o benefício que a alta resolução espacial dos dados InSAR pode trazer quando

introduzidos na tomografia GNSS, contribuindo para a facilitação na resolução do sistema de equações da tomografia através do melhor preenchimento da matriz  $A$ .

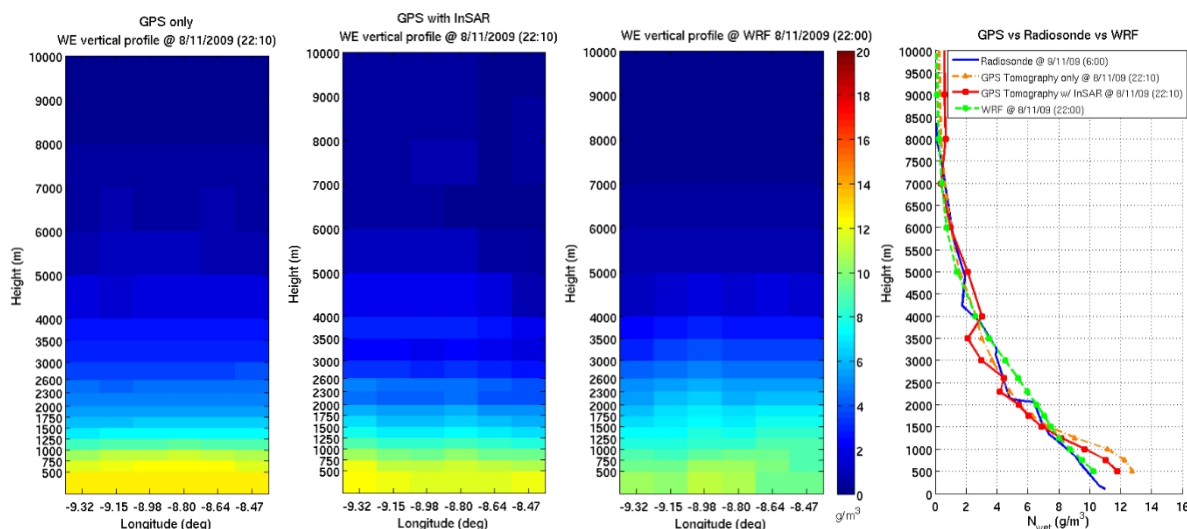


**Figura 5.5:** Representação das observações diferenciais  $SWD_{SAR}$  obtidas dos pontos gerados a partir do interferograma. As observações distribuem-se pela grade da tomografia, onde as azuis são as que atravessam o topo do modelo e as vermelhas a parte lateral. Os ângulos de elevação e azimute médios das observações são  $69^\circ$  e  $194^\circ$  respetivamente. A escala da altitude é exagerada para facilitar a visualização.



**Figura 5.6:** Representação do preenchimento dos vóxeis da grade tridimensional da tomografia para a época  $t_2$  (imagem *slave*). Os símbolos representam 4 classes diferentes de observações intersectadas (ver legenda) e a posição refere-se ao centro de cada vóxel.

A Figura 5.7 reporta o resultado da tomografia GNSS com a inclusão dos dados SWD obtidos a partir do interferograma SAR utilizado na época  $t_2$  (esquerda). A solução é obtida utilizando o esquema de equações apresentado na equação 5.2, impondo os mesmos constrangimentos utilizados na solução da tomografia só com dados GPS, e utilizando como solução inicial  $N_0$  a solução da tomografia GNSS apresentada na Figura 5.3, que é referente á época  $t_1$ . Na mesma figura são ainda apresentados, para facilidade de comparação, o resultado da tomografia GNSS para a mesma época só com os dados GPS e a respetiva solução do WRF também já anteriormente apresentada (Figura 5.4). É visível uma diminuição na intensidade dos valores de refratividade húmida nas camadas menos elevadas quando os dados SAR são combinados na solução da tomografia. Além disso, é observável uma variabilidade maior nesta solução tanto na direção horizontal como entre camadas verticais de diferentes altitudes.



**Figura 5.7:** Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha  $y=3$ ) da solução da tomografia GNSS às 22:10 do dia 8 de novembro de 2009 (imagem *slave*, época  $t_2$ ), à esquerda. O mesmo perfil mas para a solução dos dados GPS combinados com os InSAR (centro-esquerda). Solução do modelo WRF determinada para as 22 horas e interpolada para a grelha da tomografia (centro-direita). Comparação do perfil central de colunas ( $x=2, y=3$ ) coincidente com a localização da sonda adquirida às 6 horas do dia seguinte, à direita.

A variabilidade horizontal obtida na solução dos dados GPS com InSAR mostra uma solução menos suavizada e mais próxima da obtida com um modelo WRF, apesar dos valores de refratividade não serem muito próximos. Comparando os perfis verticais das soluções da tomografia e WRF com a solução da sonda mais próxima (6:00, 9 novembro, 2009) podemos constatar que a solução com menores variações verticais é dada pelo WRF, seguida pela solução da tomografia com dados GPS. A solução combinada com dados InSAR revela uma variabilidade vertical muito mais elevada e uma aproximação nas camadas mais baixas aos valores observados na sonda, quando comparada com a solução da tomografia com GPS. Contudo e apesar da maior variabilidade na solução, ainda é verificada uma ligeira sobrestimação da tomografia nessa região.

Para uma avaliação mais quantitativa dos resultados obtidos anteriormente, é realizada uma comparação entre os perfis verticais da coluna coincidente com a localização da radiossonda através da aplicação de médias nos valores das sondas referidos à referência vertical da grelha tomográfica. Na Tabela 5.1 são apresentadas as diferenças entre cada uma das soluções descritas anteriormente para a época  $t_2$  e a respetiva radiossondagem. Em particular, a média e o desvio padrão da refratividade húmida obtida em todos os vóxeis da respetiva coluna ( $x=2, y=3$ ) são apresentadas. É possível observar que as menores diferenças são registadas para a solução da tomografia GNSS com o InSAR, onde a média decresce para cerca de metade quando comparando com a solução da tomografia só com dados GPS e o desvio padrão diminui para um valor menor que  $1 \text{ g/m}^3$ . Comparando a solução combinada com os valores de refratividade obtidos do modelo WRF é verificável que as diferenças são ainda menores, sendo  $0.01 \text{ g/m}^3$  para a média e novamente valores na ordem de  $1 \text{ g/m}^3$  para o desvio padrão. Em ambas as comparações, tanto com a radiossondagem como com o modelo numérico de previsão WRF, é verificado que existe um melhoramento significativo na precisão da solução quando os dados SAR são introduzidos na tomografia GNSS. É importante referir que fisicamente a natureza da medição de cada uma das técnicas discutidas anteriormente é distinta; os perfis WRF são referidos a valores calculados a partir de uma grelha com resolução horizontal de 1 km, cujos valores médios são posteriormente interpolados para a resolução da grelha tomográfica tanto na horizontal como na vertical, e os valores das radiossondas referem-se a medições absolutas obtidas ao longo do percurso ascendente da sonda ao longo do seu perfil vertical, que é naturalmente perturbado pela meteorologia verificada no seu meio envolvente, com

particular ação da intensidade do vento. Por esta razão são sempre esperadas pequenas diferenças quando se efetua este tipo de avaliação quantitativa.

**Tabela 5.1:** Comparação das diferenças das soluções do perfil central de refratividade húmida obtidas da tomografia GNSS, WRF, tomografia GNSS com InSAR, com o perfil de radiossondagem (valores em  $\text{g/m}^3$ ).

Solution	Statistics	8/11/2009 (epoch $t_2$ )
GPS Tomog. vs Sonde	Mean	0.43
	Stand.deviation	1.24
GPS Tomog. + InSAR vs Sonde	Mean	0.19
	Stand.deviation	0.97
GPS Tomog. vs WRF	Mean	0.19
	Stand.deviation	1.18
GPS Tomog. + InSAR vs WRF	Mean	0.01
	Stand.deviation	1.01

## 5.5. Conclusão

Neste capítulo é apresentada uma nova metodologia para incluir os dados provenientes da interferometria SAR na tomografia GNSS. Os mapas diferenciais de PWV obtidos a partir do InSAR são adaptados a observações de atraso húmido de forma a permitir a integração destas medições no sistema de equações da tomografia GNSS. Este sistema de equações foi adaptado de forma a considerar a diferença de estados de atmosfera relativamente às épocas da imagem SAR *master* e *slave* no cálculo de uma solução do vapor de água referida ao instante da época mais recente (neste caso *slave*,  $t_2$ ). A solução tridimensional da refratividade obtida com a combinação de dados InSAR e GPS na tomografia é comparada com uma solução obtida utilizando apenas os dados GPS. A qualidade das reconstruções atmosféricas é verificada através de medições independentes adquiridas através de radiossondagens e simulações numéricas WRF nas datas mais próximas das épocas de aquisição das imagens SAR. Foi observada uma variação horizontal maior entre vóxeis vizinhos e igualmente uma maior diferenciação vertical entre camadas de altitude diferente para a solução dos dados GPS com InSAR. Comparativamente à solução da tomografia GNSS, os efeitos de suavização horizontal devidos à aplicação do constrangimento da média dos vóxeis são minimizados com a introdução de medidas SAR na tomografia.

Uma análise estatística comparando as diferenças entre as soluções da tomografia e as medições obtidas da radiossondagem e WRF revelam um decréscimo significativo do valor médio e desvio padrão nos valores de refratividade húmida na solução obtida na tomografia GNSS com InSAR. O processamento de mais dados em outras áreas de estudo será uma tarefa futura importante para reforçar a fiabilidade da precisão adquirida na inclusão de medições diferenciais InSAR na tomografia GNSS. A metodologia aqui descrita demonstra resultados promissores que poderão ser utilizados na melhoria da precisão dos mapas 3D de vapor de água na troposfera determinados através de modelos numéricos de previsão em tempo real. A previsão da operacionalidade de futuras missões SAR (Sentinel-1) diminuirá os intervalos de tempo para o processamento de interferogramas, sendo obtidas mais medições temporais melhorando naturalmente a qualidade e robustez das observações de vapor de água na atmosfera.



## Capítulo 6

### Inclusão de dados MODIS na tomografia GNSS

#### 6.1. Introdução

Neste capítulo é investigada a inclusão no sistema da tomografia GNSS de mapas de alta resolução do PWV obtidos a partir da plataforma espacial do sensor MODIS, com o objetivo de avaliar o seu impacto nas soluções 3D da refratividade do vapor de água. Uma combinação de dados de detecção remota com tomografia GNSS foi realizada no capítulo 5, onde foram introduzidos no sistema tomográfico mapas de alta resolução do PWV diferencial obtidos pela técnica de interferometria SAR. Nesta experiência foi verificada uma melhoria clara obtida na solução da refratividade húmida combinando os dois tipos de dados (Benevides et al., 2016a). Com a inclusão de dados de alta resolução espacial provenientes do MODIS na tomografia GNSS é esperada uma melhoria na resolução horizontal das soluções, com a vantagem sobre o InSAR da obtenção de uma resolução temporal mais favorável, mas com o inconveniente da qualidade dos mapas do PWV poder ser afetada pelas condições meteorológicas e pelo facto de existirem problemas no algoritmo de processamento dos produtos. Grande parte dos assuntos desenvolvidos ao deste capítulo enquadram-se no trabalho realizado e apresentado numa conferência, sendo posteriormente publicado como artigo (Benevides et al., 2015e).

#### 6.2. Características do PWV obtido pelo MODIS

O sensor MODIS foi instalado a bordo do satélite Terra, lançado em 1999, e do satélite Aqua, em órbita desde 2002, sendo constituído por 36 bandas espectrais com uma larga abrangência de comprimentos de onda (0.4-15  $\mu\text{m}$ ) e com diferentes resoluções espaciais (250 m, 500 m e 1000 m). Desta forma, e para além dos produtos meteorológicos, o MODIS é capaz de fornecer diversos produtos de detecção remota com um número alargado de aplicações tanto na atmosfera como no terreno e oceano. Estes fatores permitem um melhor conhecimento em diversos campos das ciências da Terra como o ciclo hidrológico, as propriedades dos aerossóis, a interação aerossóis-nuvens, transferência de energia e clima (Ahmad et al., 2002; Borbas et al., 2011).

Os produtos PWV do MODIS são obtidos através de imagens adquiridas sobre a Terra em órbita polar, em que a medição da quantidade de vapor de água da coluna atmosférica está centrada em cada píxel. Existem dois tipos de produtos obtidos a partir desta técnica, um com uma resolução espacial de 1 km e obtido a partir do algoritmo de bandas no espectro do infravermelho próximo (NIR), e outro com uma resolução espacial de 5 km e obtido com um algoritmo que processa as bandas do infravermelho (IR). Os produtos são imagens cujos píxeis cobrem milhares de quilómetros no terreno e podem ser obtidos sobre a mesma localização do terreno 2 vezes por dia no máximo (Ahmad et al., 2002). Os mapas determinados a partir do algoritmo de bandas no espectro do IR são gerados como produto de nível 2 de processamento (usualmente associado a produtos geofísicos já radiometricamente e geometricamente

calibrados), com 5 minutos de tempo total de aquisição, tanto de dia como de noite e com um tamanho de píxel de 5 km.

Quanto aos mapas que representam o produto PWV determinado com as bandas no espectro do NIR, são adquiridos com uma resolução horizontal de 1 km e apenas durante o período do dia com luz solar, com base na atenuação do vapor de água refletido da radiação solar (Gao et al., 2015). O algoritmo do PWV NIR utiliza um processo mais complexo do que o utilizado para as bandas IR, através da combinação das bandas do MODIS centradas nos comprimentos de onda 0.905, 0.936, e 0.94  $\mu\text{m}$  (bandas de vapor de água 17, 18 e 19) com as bandas da janela atmosférica 0.865 e 1.24  $\mu\text{m}$  (bandas 2 e 5, vegetação e nuvens respetivamente) (Gao e Kaufman, 1998). Os rácios da transmitância do vapor de água atmosférico são estimados a partir da coluna de vapor com base na teoria da transferência de radiação utilizando técnicas LUT (*Look-Up Table*). O erro na determinação do PWV através deste método varia usualmente entre os 5% e 15% quando comparado com medições de radiossonda ou radiómetro, sendo de maior magnitude nos dados adquiridos sobre píxeis afetados por pouca luz solar ou sob condições meteorológicas nebulosas (Gao e Kaufman, 1998). O método para recuperar o PWV a partir das bandas IR utiliza um algoritmo mais tradicional, onde diversos procedimentos baseados na deteção de nuvens e médias de radiancia são utilizados para reconstruir o perfil vertical de diversas medições atmosféricas como a temperatura, humidade, ozono e PWV. Este algoritmo executa um modelo de cálculo com base na regressão estatística combinando as 11 bandas espectrais MODIS no espectro IR (25, e 27 a 36) (Borbas et al., 2011). Uma estimativa do conteúdo total do vapor de água numa coluna atmosférica é determinada integrando as medições anteriores MODIS IR. Diversos algoritmos podem ser aplicados aos dados atmosféricos MODIS IR na determinação do PWV (Borbas et al., 2015).

### 6.3. Aquisição MODIS e inclusão na tomografia

A utilização de dados MODIS em conjunto com dados adquiridos por GPS para introdução na tomografia requer ligeiras modificações no respetivo sistema de equações, de modo semelhante ao processo de inclusão dos dados InSAR na tomografia GNSS (capítulo 5). Contrariamente ao InSAR, nesta experiência não é necessária uma alteração do sistema de 2.18 (secção 2.6), devido ao facto das medições PWV obtidas do sensor MODIS refletirem o estado absoluto da atmosfera a partir dos píxeis obtidos da imagem de alta resolução espacial sobre a área de estudo. Contudo as propriedades das técnicas GPS e MODIS na medição do vapor de água na atmosfera são distintas, sendo observado na primeira o valor integral do PWV a partir do cone centrado em cada estação GPS (a cada 15 minutos), e na segunda também é observado o valor integral do PWV mas registado instantaneamente em cada píxel da imagem MODIS no momento da aquisição dos dados de satélite. Deste modo apenas é necessário adicionar um novo conjunto de equações ao sistema da tomografia representado pela equação 2.19 (secção 2.6), contemplando a informação oblíqua do estado da refratividade da atmosfera fornecida pelo MODIS através da introdução de um conjunto de equações SWD adicionais ou externas (modificação da equação 2.20). Consequentemente o sistema de equações da tomografia pode ser alterado para a inclusão de observações provenientes do MODIS da seguinte forma:

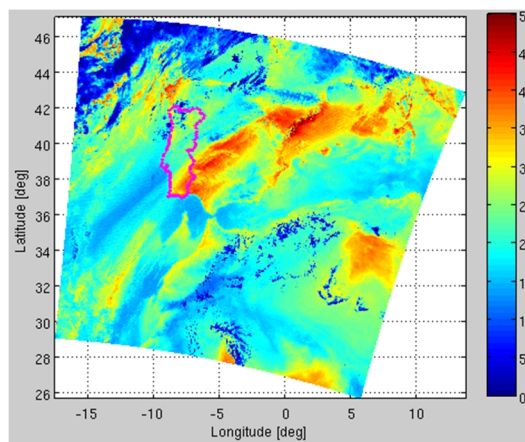
$$\begin{bmatrix} SWD_{GPS} \\ SWD_{MODIS} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{GPS} \\ A_{MODIS} \\ B \end{bmatrix} \cdot N_{wet} \quad (6.1)$$

onde  $B$  representa o conjunto de equações que determinam os constrangimentos na tomografia,  $SWD_{MODIS}$  as observações provenientes da medição meteorológica externa e  $A_{MODIS}$  a respetiva matriz que relaciona



as distâncias percorridas pelos raios das observações adicionais mapeadas na grelha tomográfica do modelo (Flores et al., 2001). O ponto-chave na inclusão dos dados MODIS na tomografia GNSS é a adaptação das medições PWV das imagens de satélite de alta resolução a observações SWD externas, de modo a permitir o *ray tracing* destas observações no modelo tomográfico, sendo portanto necessária uma série de transformações ou adaptações nos dados. A calibração dos dados MODIS poderá ser necessária caso se verifique uma discrepância significativa entre os valores integrais do PWV registados nas estações GNSS e o PWV dos píxeis MODIS no instante da aquisição das imagens. Para descrever a metodologia adotada para este fim, que será apresentada seguidamente, é necessário ainda apresentar algumas considerações sobre os dados MODIS.

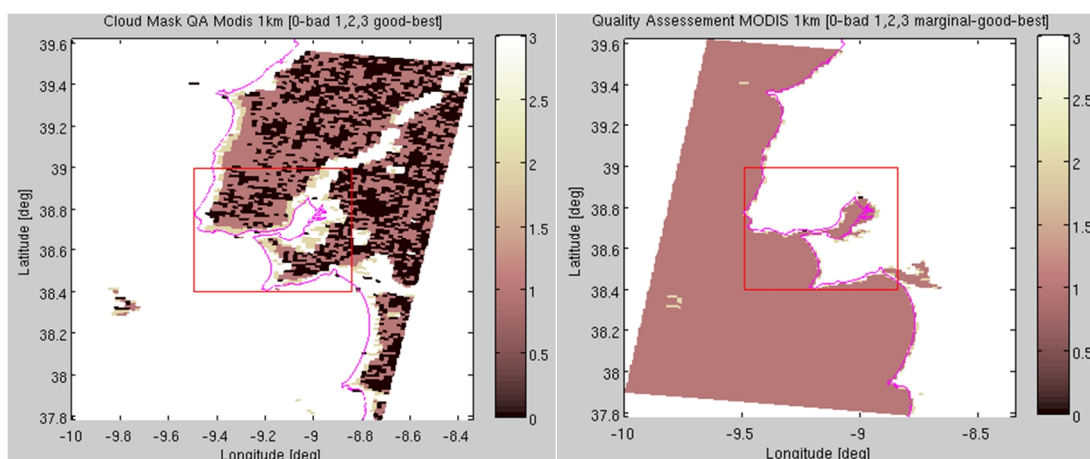
Os produtos MODIS que contêm informação relativa ao PWV, são diferenciados sobre o terreno através de quadrículas que contêm um conjunto de píxeis que representam a área de terreno. Na Figura 6.1 é apresentado um exemplo de uma imagem MODIS PWV adquirida sobre a região de estudo. Os ficheiros relativos a este produto estão no formato HDF (*Hierarchical Data Format*) e são disponibilizados em descarregamento gratuito pela NASA, sendo identificados pela sigla “MOD”. Os dados MODIS são atualizados regularmente através da melhoria nos algoritmos de processamento do PWV e correções nas imagens que foram adquiridas em condições menos ótimas (Borbas et al., 2015). Foi selecionada a coleção número 5 para descarregar as imagens de PWV utilizadas neste trabalho. Os ficheiros relativos ao conteúdo de PWV derivado do algoritmo IR (ou 5 km de resolução), são identificados como código de produto MOD07, e contêm diversos parâmetros atmosféricos juntamente com informação orbital da faixa do satélite, geolocalização de cada píxel (latitude, longitude e altitude acima do geóide), informação da geometria do sensor sobre o terreno (ângulos azimutais e zenitais), pressão e temperatura à superfície e informação sobre a garantia da qualidade do produto.



**Figura 6.1:** Exemplo de uma imagem MODIS PWV (mm) de 1 km de resolução, adquirida às 11:05 do *doy* 229, ano 2012. O contorno do limite de Portugal é visível a rosa.

A garantia ou confiança de qualidade do produto (*quality assurance or assessment, QA*) determina a confiabilidade nas estimativas dos parâmetros atmosféricos da imagem. Esta informação é disponibilizada em dois modos distintos, sendo um relacionado com a qualidade obtida a partir de cada parâmetro atmosférico presente no produto MOD07 e outro indicando a qualidade da performance do algoritmo IR. Neste último caso os píxeis são mascarados como falha nas condições em que pelo menos 5 dos 25 píxeis na resolução de 1 km sejam estimados abaixo do nível de qualidade definido como confiável livre de nuvens (*confident cloud clear*) (Borbas et al., 2011), sendo portanto definidos como de melhor qualidade (Borbas et al., 2015). É importante notar ainda que as estimativas do QA correspondem à representação da matriz de 5x5 (ou 25) píxeis na resolução de 1 km, correspondente a um píxel de 5 km de resolução, que é referenciado pela localização do píxel central na resolução maior.

Os mapas de PWV gerados a partir do algoritmo NIR (ou 1 km de resolução) são obtidos nos ficheiros identificados como MOD05. A informação adicional de interesse presente neste produto consiste nas estimativas de confiança de qualidade para a determinação do vapor de água e máscara de cobertura de nuvens. A informação relativa à geometria de aquisição e da geolocalização desta grelha espacial de 1 km de píxel é dada nos ficheiros identificados como MOD03, que são produtos com um nível de processamento 1A (ou seja com um processamento inferior em relação a um produto de nível 2) (Ahmad et al., 2002). A confiança de qualidade para estes produtos de 1 km de resolução é codificada com *flags* de bits que indicam o nível de confiança analisado. A QA é dividida em 4 classes distintas, onde 0 representa péssima confiança, 1 confiança marginal, 2 boa confiança e 3 muito boa confiança (Hubanks et al., 2015). Na Figura 6.2 são apresentados exemplos de QA relativos à cobertura de nuvens e ao PWV, para uma imagem MODIS adquirida sobre a região de estudo.



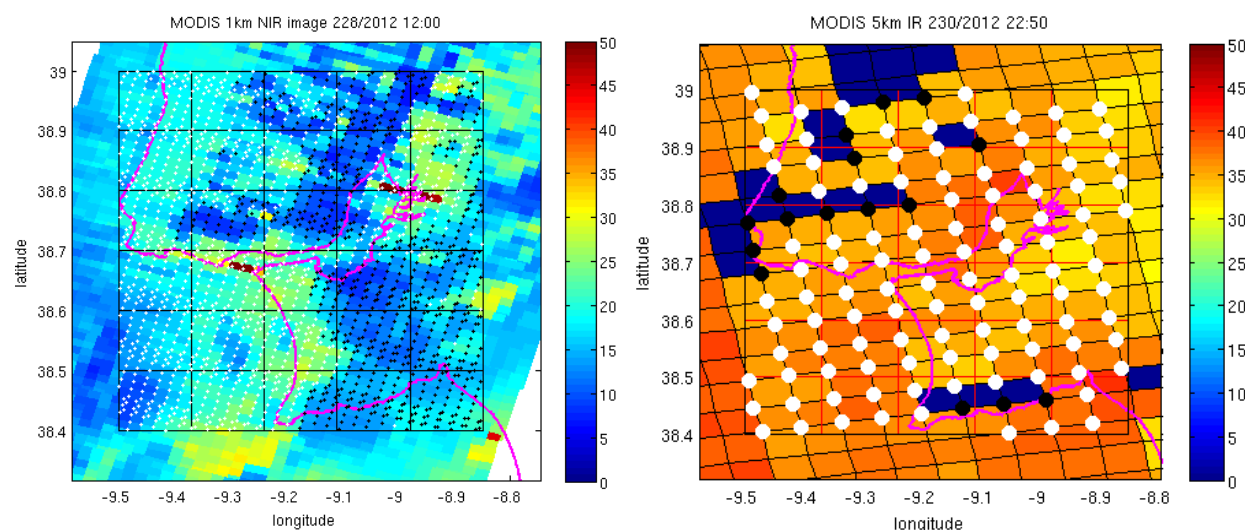
**Figura 6.2:** Exemplo da confiança de qualidade (QA) do produto MODIS PWV de 1 km de resolução, adquirida às 11:05 do *doy* 229, ano 2012; à esquerda o QA da cobertura de nuvens, à direita o QA do PWV obtido do algoritmo NIR. A linha de costa é visível a rosa e a os limites da grelha da tomografia a vermelho.

A direção do raio que representa o caminho percorrido entre a localização de cada píxel MODIS no terreno e a localização da plataforma espacial na sua órbita, pode ser reconstruída a partir da informação geométrica dos ângulos de azimuth e zénite presentes em cada uma das resoluções dos produtos. Juntamente com a latitude e longitude de cada píxel das imagens, a informação sobre a referência de altitude de cada mapa do PWV é também utilizada na geolocalização. Um modelo de geóide (Catalão, 2006) é usado para determinar a altitude elipsoidal em cada um dos píxeis MODIS, sendo obtida a mesma referência vertical das estações da rede GNSS. Após a operação anterior é então possível definir, para cada um dos produtos PWV provenientes das resoluções de 1 km e 5 km, uma observação SWD meteorológica externa baseada nestes dados MODIS em que a partir de cada píxel é estimado um valor de “atraso”, de forma semelhante ao reproduzido pela técnica GPS. Desta forma equações contendo observações  $SWD_{MODIS}$  podem ser adicionadas ao sistema de equações 6.1 de forma a resolver o sistema de equações tomográfico com observações externas independentes.

## 6.4. Descrição dos dados

A rede de estações permanentes GNSS reduzida (Figura 3.2, secção 3.1) foi utilizada para realizar esta experiência. São utilizados 9 recetores distribuídos sobre uma grelha tomográfica com uma resolução horizontal de 11 km<sup>2</sup> por vóxel (5 células em longitude, 6 em latitude), distribuídos por uma área total de 60x60 km<sup>2</sup>. É visível a localização das estações de radiossonda e referência meteorológica, ambas no

centro da cidade de Lisboa. A configuração vertical da resolução da grelha é semelhante à utilizada noutros capítulos (18 camadas, com espaçamento variável entre os 500 m até ao topo nos 10 km). Mais informações sobre a configuração da rede estão presentes na secção 3.3.1. O *software* GAMIT\GLOBK (v10.4) é utilizado para processar os dados GPS e obter os parâmetros troposféricos, a partir dos quais são determinadas as observações SWD para entrada na tomografia. São seguidos os dois passos de processamento como descrito na secção 3.2, para obter primeiro as coordenadas precisas e depois fixá-las e calcular o ZWD com precisão. Alguns dos parâmetros usados mais importantes são as funções de mapeamento VMF1, um ângulo de corte de 5 graus de elevação e dados climatológicos para determinar o ZHD. O ZWD é obtido a cada 15 minutos, é convertido em PWV e os valores integrais na direção oblíqua são determinados através da aplicação da função de mapeamento na direção de cada satélite. Como a frequência dos dados de satélite é de 30 segundos, os dados PWV são interpolados temporalmente para esta resolução para se obter um número elevado de observações. As datas dos dados processados coincidem com a aquisição das imagens MODIS, que serão apresentadas seguidamente na descrição dos dados de satélite.



**Figura 6.3:** Secções da imagem MODIS PWV de 1 km de resolução, adquirida às 12:00 do *doy* 228, ano 2012, (esquerda) e imagem de 5 km adquirida às 22:50 no *doy* 230, ano 2012 (direita). Os píxeis no interior da área da tomografia são identificados por pontos brancos, com QA válido, e pontos negros, excluídos da tomografia. Valores de PWV apresentados em mm.

São descarregados dados MODIS que contenham no seu interior a área definida para realizar a tomografia. Como este estudo tem um caráter experimental, foi escolhido utilizar dados MODIS obtidos do satélite Terra. Será interessante num trabalho futuro avaliar o impacto para a tomografia num estudo comparativo entre a inclusão de dados PWV provenientes do Terra ou do Aqua. São então descarregados os produtos MOD07 (5 km resolução, algoritmo IR) que têm uma dimensão média de píxeis de 270x406, e os produtos MOD05 (1 km resolução, algoritmo NIR) com um conjunto de 1350x2030 píxeis. (nas direções longitudinais por latitudinais respetivamente). Foi escolhido um período de 3 dias em agosto de 2012, entre o dia 15 e 17 (*doy* 228 a 230), para testar a inclusão dos dados PWV MODIS na tomografia GNSS. Durante este período foi observada uma situação de transição meteorológica, em que uma frente fria passa sobre Portugal no dia 15 trazendo chuva e diminuição da temperatura sobre a região de Lisboa, com uma progressiva melhoria do tempo nos seguintes dias 16 e 17. Foi também registada uma alta variabilidade no conteúdo do PWV medido a partir das estações GPS na região (Benevides et al., 2013b). É espectável que as imagens MODIS não tenham uma cobertura total de píxeis disponíveis sobre a região da tomografia, devido à instabilidade meteorológica observada que provoca cobertura de nuvens, afetando a QA na observação do PWV. A hora local de aquisição das imagens varia entre as 11:00 e as 12:00 no

período diurno, e entre as 22:00 e as 23:00 no período noturno. Um exemplo das imagens PWV obtidas a partir dos dois produtos descarregados é apresentado na Figura 6.3, juntamente com os limites horizontais da grelha tomográfica e a linha de costa da região, onde é possível constatar a alta resolução dos dados MODIS. Os píxeis localizados no interior dos limites da grelha são identificados por pontos em ambas as imagens de 1 km e 5 km, onde os coloridos de branco são considerados com um QA válido de PWV e os restantes são coloridos a preto. O método utilizado neste trabalho para validar o QA dos píxeis no caso dos dados de 5 km de resolução é definido pelo critério da melhor qualidade, que mascara automaticamente os píxeis no algoritmo IR (ver secção 6.3). No caso dos dados de 1 km, um limiar para seleção de píxeis válidos no interior da grelha tomográfica é dado pelo critério  $QA > 0$  ou  $QA > 1$  de acordo com a classificação definida também na secção 6.3. Desta forma, apenas os píxeis que verifiquem estes critérios de qualidade definidos para PWV são selecionados para formular as observações SWD MODIS a incluir na tomografia GNSS. Optou se por atribuir o valor unitário aos pesos dos píxeis MODIS que geram as equações adicionais, devido ao carácter experimental deste trabalho.

## 6.5. Resultados

Antes da apresentação dos resultados obtidos pela tomografia combinando os dados GPS com os dados adicionais do MODIS, foi realizada uma avaliação dos conjuntos de dados SWD provenientes de cada tipo de aquisição, analisando geometricamente a performance do preenchimento da grelha de cada conjunto após a aplicação do algoritmo de *ray tracing* da tomografia. As soluções da tomografia foram definidas para um intervalo de tempo de 30 minutos, permitindo assim registar um conjunto suficiente de observações SWD que permita a inversão do sistema tomográfico. Desta forma a hora inicial da solução da tomografia foi definida de modo a incluir a hora de aquisição da imagem MODIS correspondente.

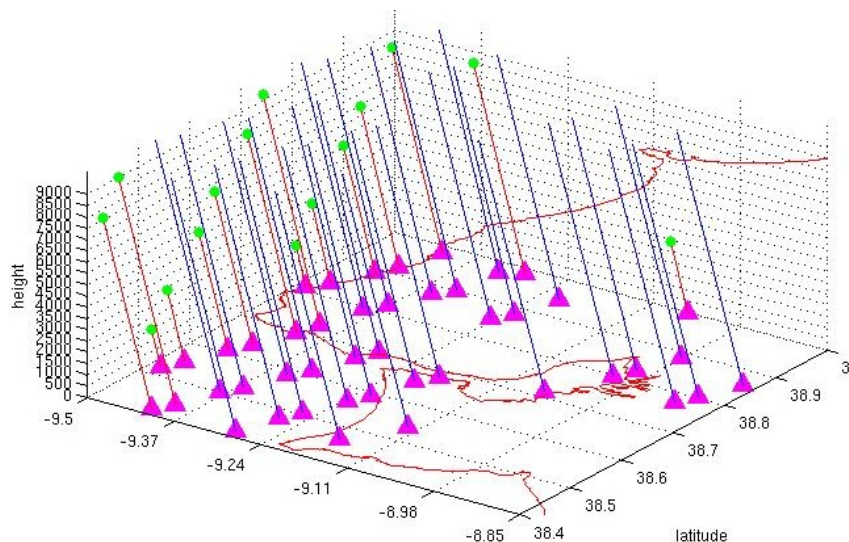
**Tabela 6.1:** Informação dos dados MODIS utilizados nesta experiência. Os píxeis são referidos ao interior da área da tomografia. A diferenciação dos valores da percentagem para dados MOD05 são referentes a limites de confiança de qualidade  $QA > 0/QA > 1$ .

Product	day of year (doy)	Hour	number of pixels in tomographic area	% of valid pixels in tomographic area	Number of MODIS obs. in half hour tomography solution	Number of GPS obs. in half hour tomography solution
MOD07_L2 5x5 km res. infrared	228 2012	12:00	76	59	45	4869
		23:05	84	95	80	5729
	229 2012	11:05	86	100	86	4708
		22:10	78	96	75	5944
	230 2012	11:50	112	100	112	4490
		22:50	122	87	106	5670
MOD05_L2 1x1 km res. near-infrared	228 2012	12:00	1912	62/54	1193/1033	4869
	229 2012	11:05	2166	100/65	2166/1408	4708
	230 2012	11:50	2807	100/88	2807/2475	4490

A lista das aquisições MODIS PWV utilizadas para este trabalho pode ser visualizada na Tabela 6.1, com a respetiva data e hora de aquisição dos produtos juntamente com a informação do número de píxeis selecionados como observações SWD<sub>MODIS</sub> válidas para utilização na tomografia. As imagens MODIS com 5 km de resolução de píxel, com aquisições diurnas e noturnas, apresentam uma densidade de observações SWD no interior da grelha tomográfica que varia entre 45 a 112 píxeis válidos. A maior resolução das imagens MODIS de 1 km, apenas adquiridas durante o dia, apresenta uma densidade de píxeis bastante mais elevada, que varia entre 1033 e 2807 observações. O número de observações SWD GPS presente em cada conjunto de dados utilizados para processar a tomografia GNSS com o MODIS é também apresentado na tabela. A percentagem de píxeis válidos no interior dos limites da grelha depende



dos critérios de QA adotados para cada um dos produtos MODIS anteriormente apresentados. Observando a percentagem de píxeis válidos em cada um dos 3 dias escolhidos, é de notar que as condições meteorológicas adversas verificadas no dia 15 de agosto (*doy* 228) diminuem significativamente a quantidade de píxeis utilizáveis para a tomografia. Este fator é verificável tanto nos dados de 5 km como nos de 1 km de resolução. A variação na percentagem de dados na resolução de 1 km também se altera conforme se utilize um valor limite de  $QA > 0$  ou de  $QA > 1$ , sendo verificada uma variabilidade maior de dia para dia quando se utiliza o segundo critério de qualidade.

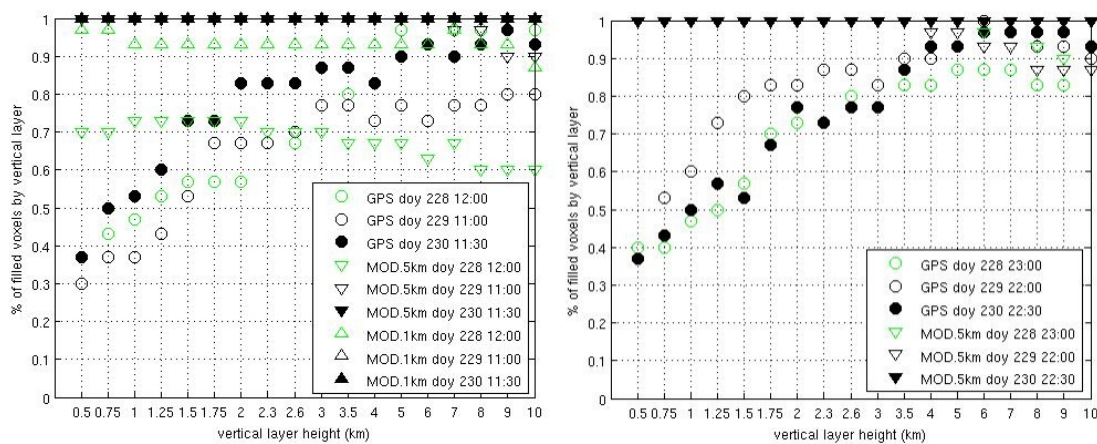


**Figura 6.4:** Representação das observações  $SWD_{MODIS}$  obtidas dos píxeis válidos determinados a partir da imagem MODIS PWV de 5 km de resolução; adquirida às 12:00, *doy* 228, ano 2012. O *ray tracing* dos raios distribui-se pela área da grelha tomográfica onde os raios azuis são os que atravessam o topo do modelo e os vermelhos a parte lateral. A escala da altitude é exagerada para facilitar a visualização.

Uma representação do *ray tracing* das observações SWD fornecidas pelos píxeis MODIS é apresentada na Figura 6.4. É de notar que cada píxel MODIS funciona como uma estação GPS com apenas uma observação, onde a direção dos raios que é dada pela orientação da plataforma orbital é bastante semelhante. A distribuição deste conjunto de observações  $SWD_{MODIS}$  pela área da tomografia apresenta uma cobertura da grelha que não é ótima, o que significa que existem áreas do modelo com vóxeis que não são atravessados por nenhum raio. Para outras datas MODIS com percentagens de píxeis válidos mais elevadas, especialmente utilizando o PWV de 1 km de resolução, é espetável que a grelha tomográfica seja melhor preenchida por observações desta natureza. Todavia, numa situação em que a percentagem de píxeis válidos seja próxima de 100%, apesar dos dados MODIS se apresentarem em bastante menor quantidade comparando com o número de observações GPS em cada meia hora (ver Tabela 6.1), os primeiros têm uma distribuição geográfica pela área bastante mais favorável do que a obtida numa rede de estações GNSS, que usualmente não permite ter medições sobre áreas como o mar ou rio. Mesmo que a cobertura da grelha não seja total por parte das observações MODIS, a combinação com as observações SWD obtidas da rede de estações GNSS através da geometria de cone invertido (ver Figura 3.8, secção 3.3.2) permite aumentar o preenchimento da grelha, e para além disso e mais importante é o facto de fornecerem medições em direções significativamente diferentes.

Foi realizado um estudo do preenchimento dos vóxeis da grelha por altitudes em função do tipo de dados de entrada, com o objetivo de investigar melhor a persistência de vóxeis vazios em função dos conjuntos de dados SWD a introduzir na tomografia. A Figura 6.5 apresenta a percentagem de vóxeis por camadas de altitude do modelo para os conjuntos de dados indicados na Tabela 6.1, para cada um dos períodos escolhidos para determinar as soluções tomográficas. Os resultados evidenciam a capacidade das observações SWD geradas a partir de MODIS de preencher a grelha de forma mais eficaz do que as

observações GPS. Os conjuntos de dados MODIS chegam mesmo a 100% do preenchimento total da grelha em algumas épocas (MODIS 1 km e 5 km, para as 11:30 *doy* 230; MODIS 1 km, 11:00 *doy* 229; MODIS 5 km, 22:30 *doy* 230), ficando sempre acima dos 80% exceto para o conjunto de dados MODIS 5 km 12:00 *doy* 228, que tem uma quantidade mais reduzida de píxeis determinados com qualidade válida. Não parece existir uma altitude preferencial entre as camadas do modelo para haver uma maior ou menor predominância dos dados SWD do MODIS na percentagem de preenchimento dos vóxeis. No caso dos dados GPS a percentagem de preenchimento dos vóxeis aumenta de forma aproximadamente linear com a altitude. A percentagem é consideravelmente mais baixa do que o registado para os dados MODIS, variando entre 30 a 60% de preenchimento nos primeiros 2000 m de troposfera e incrementando a tendência com o aumento da altitude, mas raramente chegando à totalidade do preenchimento dos vóxeis mesmo nas camadas mais elevadas da troposfera. Por exemplo, para os SWD GPS adquiridos na solução das 11:00 *doy* 229, as percentagens máximas de preenchimento não ultrapassam os 80%.



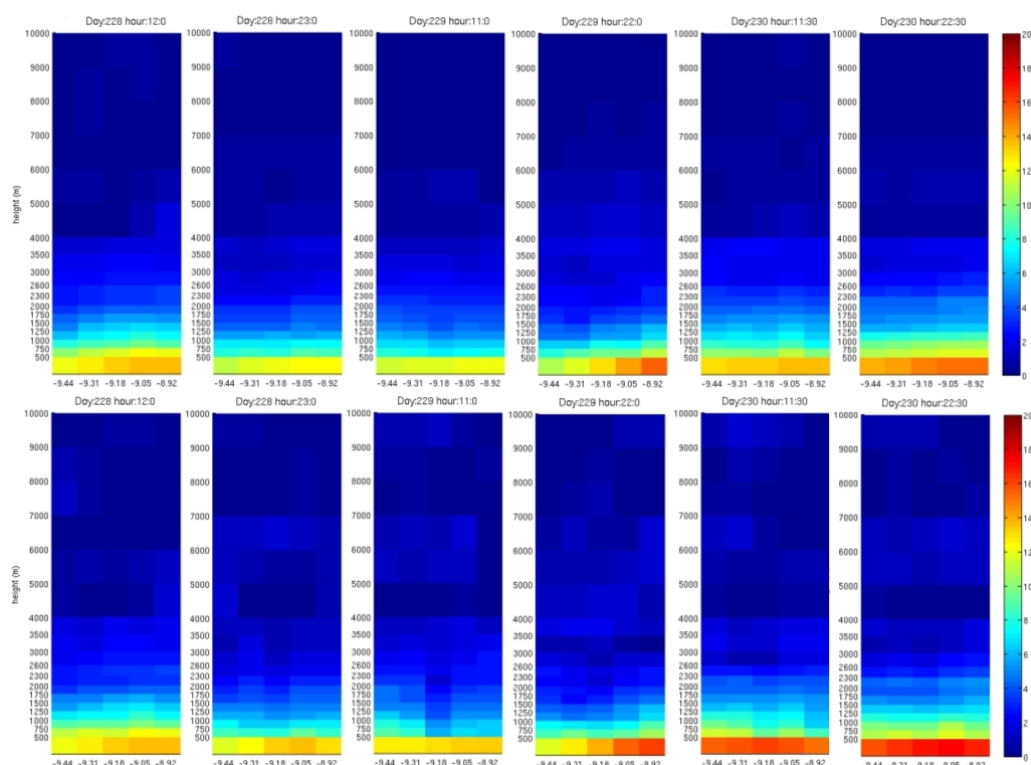
**Figura 6.5:** Percentagem de vóxeis preenchidos por cada camada vertical do modelo tomográfico, comparando as várias séries de conjuntos de dados SWD utilizadas nesta experiência (ver também Tabela 6.1). Dados adquiridos durante o dia à esquerda e dados durante a noite à direita.

O programa para contemplar os dados da tomografia 3D foi ligeiramente alterado para permitir medições externas provenientes da grelha de pontos gerada a partir dos produtos PWV do MODIS. Os constrangimentos usados nesta experiência são as médias horizontais entre vóxeis vizinhos baseados no inverso da distância, a atribuição de zero ao vapor de água das 3 camadas mais próximas do topo da grelha e re-estimação dos SWD que atravessam os limites da grelha pelas quatro faces limites laterais do modelo (mais detalhes em secção 3.3.2). A lei exponencial representada na equação 3.3 (secção 3.3.2) que traduz o comportamento padrão do vapor de água troposférico, é utilizada para a obtenção de soluções iniciais na equação 2.18 (secção 2.6) para resolver a tomografia. A refratividade média ao nível do mar é determinada através das medições de temperatura e humidade relativa medidas na estação meteorológica de referência para a região de estudo (Figura 3.2, secção 3.1). Esta função atmosférica padrão é utilizada apenas para iniciar as soluções *a priori* para a tomografia, que recorrem aos SWD medidos apenas com GPS na meia hora antes da solução referente à data da aquisição das imagens MODIS. O peso atribuído a cada SWD é baseado na precisão do ZWD juntamente com o modelo de erro baseado no corrente ângulo de elevação registado para cada satélite (equação 3.4).

Seguidamente serão apresentados os resultados das soluções tomográficas obtidas para o período selecionado. Para avaliar a performance da inclusão dos dados MODIS na tomografia GNSS, são processadas para comparação soluções calculadas apenas com dados GPS. São utilizados para validação dos resultados perfis de radiossondagem disponíveis às 12:00 de cada dia, a partir da estação localizada no centro de Lisboa que é também coincidente com o centro da grelha tomográfica (coluna  $x=3$ , linha  $y=3$ , Figura 3.2). Os perfis de radiossonda são convertidos em refratividade húmida para poderem ser

comparados diretamente com a solução da tomografia, utilizando a metodologia descrita na secção 3.4.1. A estimativa da média da refratividade húmida obtida em cada um dos vóxeis é apresentada nas unidades de  $\text{g/m}^3$ . Na Figura 6.6 são apresentadas as secções verticais dos perfis oeste-este das soluções da tomografia relativamente à posição da grelha na linha de vóxeis  $y=3$  (Figura 3.2). A primeira linha de perfis representa a solução da tomografia obtida apenas com observações SWD GPS, e na segunda são apresentadas as soluções combinando as mesmas observações GPS com os SWD derivados do PWV MODIS com 5 km de resolução.

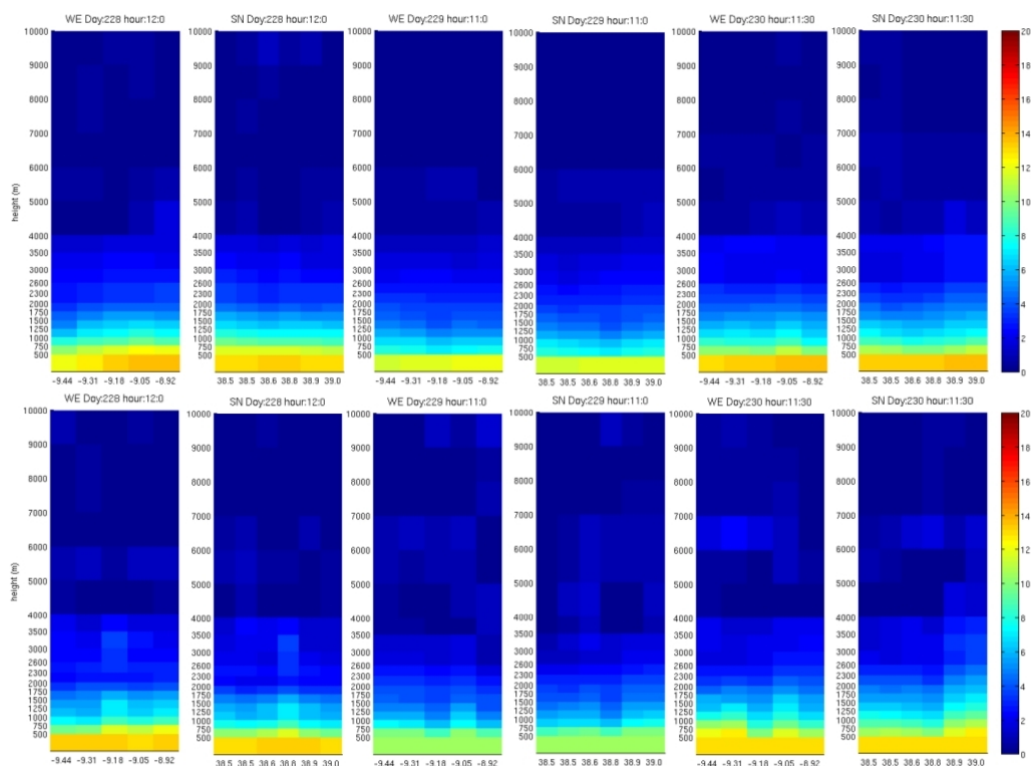
Uma primeira observação da comparação dos resultados releva que os dados combinados com MODIS aparentam fornecer uma maior variabilidade horizontal dos valores de refratividade, particularmente nos níveis menos elevados da grelha. É também visível uma larga heterogeneidade na direção vertical, onde são registados valores mais elevados de refratividade até aos 1000 m de altitude, particularmente nas soluções com um maior conteúdo de humidade (22:00, *day* 229 e as soluções do *day* 230). As variações muito pequenas verificadas na solução 12:00 do *day* 228 poderão estar relacionadas com o número pequeno de observações SWD adicionais fornecidas pela imagem MODIS adquirida nesta data. Em geral as soluções da tomografia apenas com dados GPS apresentam uma variação vertical mais suave até aos 4000 m de altitude, onde é visível um patamar ou fronteira de valores de refratividade, que poderá representar uma consequência direta da imposição do comportamento exponencial do perfil de vapor de água. Este patamar parece ser menos pronunciado nas soluções da tomografia combinando os dados GPS com MODIS. Este fator pode ser um indicador de que esta última solução apresenta resultados mais próximos do estado real da atmosfera.



**Figura 6.6:** Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha  $y=3$ ) das soluções da tomografia para o período escolhido; a primeira linha representa a solução só com dados GPS e a segunda é relativa à combinação dos dados GPS com os dados PWV MODIS de 5 km.

Os resultados da tomografia GNSS combinando os dados PWV do MODIS com 1 km de resolução são ilustrados na Figura 6.7, onde os perfis oeste-este são apresentados ao lado de perfis sul-norte em secções verticais relativas à posição da grelha na linha de vóxeis  $x=3$  (Figura 3.2). De forma semelhante à

Figura 6.6, a primeira linha é referida a soluções só com dados GPS e a segunda reporta aos dados combinados GPS e MODIS. Comparando os resultados é observado mais uma vez uma maior variabilidade horizontal e vertical nos valores de refratividade húmida dos vóxeis na solução dos dados combinados, em ambas as direções cardinais. Avaliando as soluções da tomografia GNSS combinada com os diferentes dados MODIS fornecidos pelas resoluções de 5 km e 1 km, é possível observar uma maior variabilidade horizontal nas soluções de 1 km e um ligeiro efeito de suavização na variabilidade vertical entre os vóxeis da mesma coluna. Outra característica visível nas soluções de 1 km é que as camadas verticais menos elevadas têm uma refratividade mais baixa que as soluções obtidas no MODIS de 5 km e nalguns casos até mesmo menor que as soluções só com dados GPS. A comparação visual entre os perfis das soluções combinadas com dados MODIS 1 km e 5 km mostra particularidades claramente distintas. Estas diferenças estão possivelmente relacionadas com a diferente quantidade de píxeis de cada produto PWV, mas também com as diferentes técnicas dos algoritmos (IR ou NIR) e respetivas bandas espectrais utilizadas na determinação do PWV.



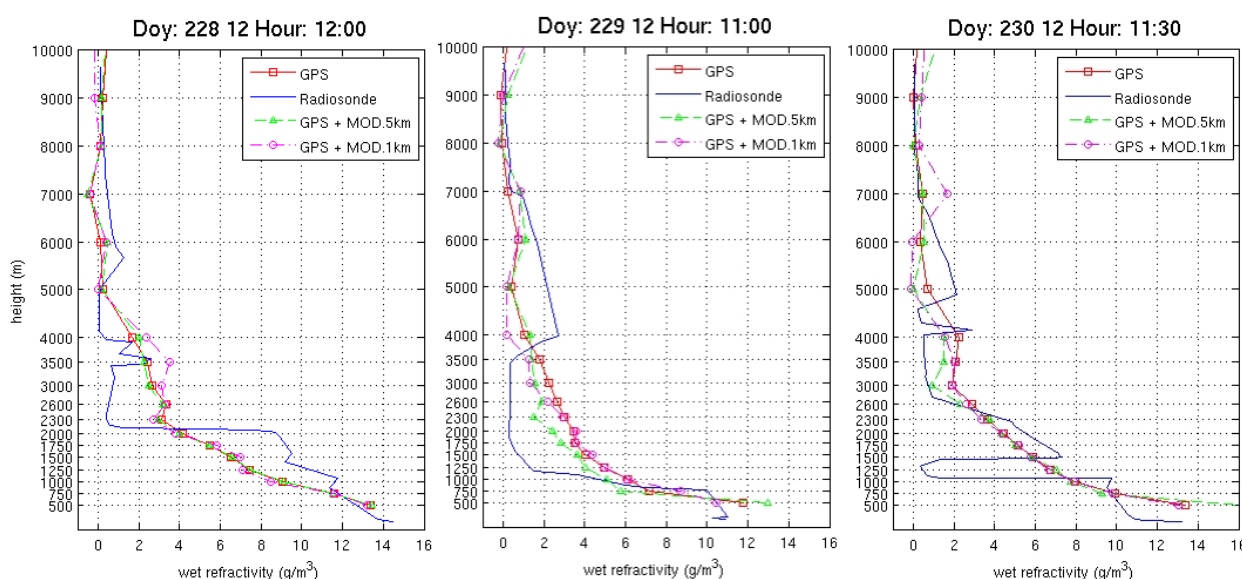
**Figura 6.7:** Perfis longitudinais oeste-este e sul-norte (secções da grelha  $y=3$ ,  $x=3$ ) das soluções da tomografia para o período escolhido; a primeira linha representa a solução só com dados GPS e a segunda é relativa à combinação dos dados GPS com os dados PWV MODIS de 1 km.

Para uma melhor avaliação entre as soluções obtidas da tomografia GNSS combinada com os dados MODIS, foram extraídas soluções do perfil vertical da coluna de vóxeis da grelha coincidente com a localização horizontal da estação de radiossondas. Estes resultados são apresentados na Figura 6.8, revelando numa primeira avaliação uma forte variabilidade vertical na solução da refratividade húmida das radiossondas, sendo bastante diferente do obtido nas soluções da tomografia. Contudo as soluções tendem-se a aproximar entre si com o aumento da altitude do modelo e diminuição da intensidade dos valores da refratividade. Apenas as soluções diurnas são utilizadas na comparação, por se aproximarem mais da hora do lançamento das sondas (12:00). Observando a solução do *doy* 228 à esquerda na figura, é visível que as soluções obtidas pela tomografia são bastante semelhantes, com uma ligeira inversão dos valores de refratividade da solução MODIS de 1 km entre os 2600 m e 5000 m, afastando-se dos valores



da sonda. Por outro lado, os valores observados entre as camadas verticais dos 500 m aos 750 m estão bastante próximos da refratividade registada pela radiossonda.

Os resultados do *doy* 229 localizados no centro da Figura 6.8 revelam perfis tomográficos mais distintos, onde o resultado da tomografia GNSS com dados MODIS 1 km é mais próximo da radiossondagem nos níveis menos elevados. Os dados GPS com MODIS 5 km estão mais próximos da sonda entre os 1000 m e os 3500 m de altitude. Nenhum dos conjuntos de dados da tomografia consegue aproximar-se da inversão registada na refratividade medida pela radiossonda nos 4000 m de altitude. É também importante salientar que em ambas as soluções combinadas existe um desvio da refratividade residual no topo do modelo. A comparação relativa ao *doy* 230 é visível à direita na figura, apresentando mais uma vez perfis da solução da tomografia semelhantes, mas com destaque de variações maiores na primeira e última camadas verticais da solução GNSS com MODIS de 5 km de resolução. Os perfis tomográficos são semelhantes até aos 2600 m, mas com o aumento de altitude começam a desviar-se da solução obtida pela tomografia só com dados GPS.



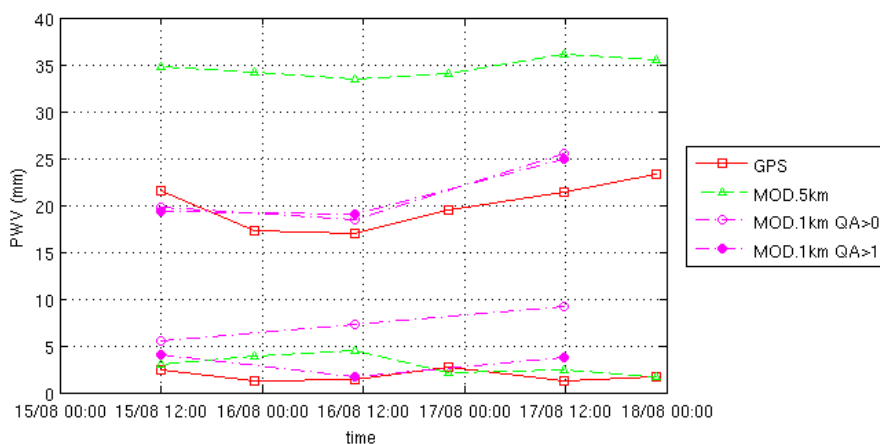
**Figura 6.8:** Comparação dos perfis tomográficos da solução coluna ( $y=3$ ,  $x=3$ ) com as radiossondas lançadas às 12:00 para cada um dos 3 dias da experiência.

De forma a fornecer uma análise mais aprofundada, para além da comparação visual anterior, são produzidos resultados estatísticos analisando as diferenças entre cada uma das soluções da tomografia e o perfil de radiossondagem. Estes resultados são sumarizados na Tabela 6.2, mostrando a média e desvio padrão das diferenças do perfil da coluna central de vóxeis coincidente com a localização da sonda ( $y=3$ ,  $x=3$ ). As diferenças são efetuadas através da interpolação dos valores da refratividade observados para as sondas nas altitudes definidas para a grelha tomográfica (secção 3.4.1). As soluções da tomografia GNSS com os dados MODIS de 1 km apresentam as médias menores para os *doy* 228 e 230, sempre com diferenças mais pequenas comparando com a solução da tomografia apenas com dados GPS. Observando as diferenças de *rms*, os dados MODIS de 5 km registam os valores mais baixos para os *doy* 228 e 229, e as soluções da tomografia só com dados GPS apresentam o *rms* mais baixo para o *doy* 230. Os valores da correlação são bastante semelhantes para o *doy* 228, enquanto no *doy* 229 a solução MODIS de 5 km regista a melhor correlação com os dados das sondas, em oposição ao *doy* 230 onde a solução com GPS apenas regista os valores mais elevados de correlação. Regra geral os resultados estatísticos indicam um efeito positivo nas soluções da tomografia quando observações SWD provenientes do MODIS são incluídas no sistema.

**Tabela 6.2:** Comparação estatística da solução do perfil da tomografia na coluna coincidente com a localização da estação de radiossondagem ( $y=3$ ,  $x=3$ ). As soluções da sonda são obtidas às 12:00 de cada *doy*.

	doy 228 12:00			doy 229 11:00			doy 230 11:30		
Differences to radiosonde	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km
mean	-0.52	-0.53	-0.47	0.96	0.59	0.86	0.39	0.31	0.30
rms	2.20	2.18	2.30	2.01	1.88	1.97	2.02	2.41	2.07
correlation	0.91	0.91	0.90	0.80	0.83	0.81	0.86	0.83	0.85

Os resultados da comparação da tomografia GNSS indicam que em geral existe uma melhoria no conteúdo de vapor de água resultante da introdução de medições PWV MODIS de alta resolução espacial, apesar de não ser encontrada aqui uma melhoria tão evidente nos resultados como a observada quando se inclui na tomografia GNSS os dados InSAR (capítulo 5). Também não é verificada uma diferença substancial entre as soluções de ambos os dados MODIS de resoluções diferentes, mesmo quando comparadas com perfis de radiossondagem. Consequentemente, e relembrando o facto de não ter sido efetuada nenhuma calibração inicial de dados MODIS, as médias do PWV de todos os píxeis válidos para a tomografia (ver Tabela 6.1) obtidos da série de imagens utilizada neste trabalho são comparadas com a média determinada na rede de estações GNSS, observada na data de aquisição das imagens. Esta comparação é apresentada na Figura 6.9, revelando que os píxeis MODIS na resolução de 1 km têm uma proximidade bastante maior aos dados de referência GPS, mesmo utilizando um critério mais apertado na qualidade nos dados ( $QA>1$ ). Apesar de serem espectáveis diferenças entre os valores PWV obtidos pelas diferentes resoluções MODIS, devido às diferentes frequências das bandas utilizadas e aos algoritmos distintos de processamento dos produtos, o desvio registado nas medições da imagem de 5 km excede largamente os valores medidos nas estações GNSS, pelo menos para as imagens utilizadas neste caso de estudo.

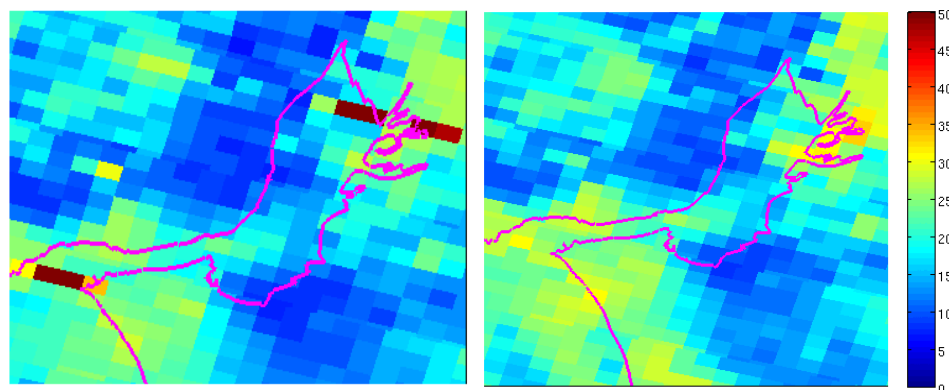


**Figura 6.9:** Média do PWV (4 linhas superiores) e respetivo desvio padrão (4 linhas inferiores) dos dados MODIS comparados com os dados PWV médios observados na rede de estações GNSS no instante de aquisição das imagens.

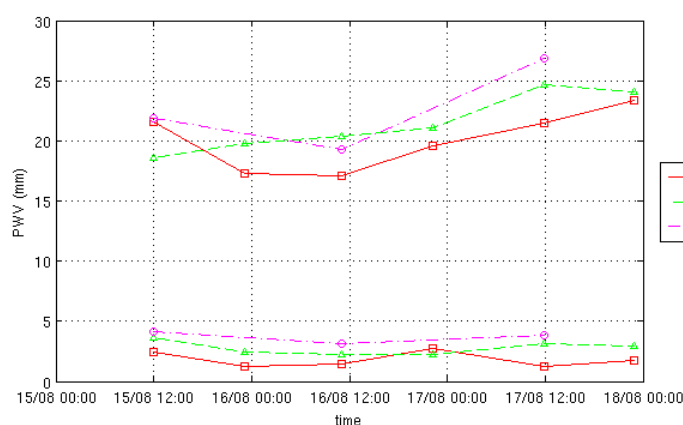
Na Figura 6.10 é ilustrado um efeito que ocorre nas imagens MODIS de 1 km de forma aleatória, que consiste na formação de algumas faixas horizontais isoladas com valores de PWV saturados que parecem corrompidos, comparando com o comportamento geral do PWV observado na sua vizinhança. Estas faixas horizontais com valores erróneos devem ser mascaradas ou corrigidas antes de se introduzirem na tomografia. Fica demonstrando que a calibração dos dados com medidas PWV observadas nas estações GNSS da rede de estudo na altura da aquisição das imagens é um passo fundamental para se obter uma solução mais fiável do vapor de água obtida pela tomografia GNSS com MODIS. A implementação de pesos nas observações SWD do MODIS, baseados por exemplo num

critério avaliando o QA ou a cobertura de nuvens obtida nos píxeis válidos, poderá ser também benéfico para as soluções da tomografia combinada.

As imagens da coleção 6 ficaram entretanto disponíveis (junho de 2015) tendo sido descarregadas e analisadas, comparando algumas características com a coleção antiga, como se observa no exemplo da Figura 6.10. O efeito das faixas horizontais na imagem MODIS 1 km foi corrigido, como é possível de verificar comparando a imagem da nova coleção adquirida às 12:00 do *doy* 228 com a processada na coleção 5. Observando na Figura 6.11 a média e o desvio padrão do PWV dos píxeis válidos calculados a partir das novas imagens da coleção 6, é verificado que o desvio observado nas imagens de 5 km da referência GPS é bastante atenuado, comparativamente ao registrado anteriormente na Figura 6.9.



**Figura 6.10:** Representação das imagens de 1 km do PWV (mm), obtido pelo MODIS às 12:00 do *doy* 228, ano 2012, na região de estudo, comparando a aquisição na coleção 5 (esquerda) com a da coleção 6 (direita). As listas horizontais previamente observadas aparentam estar corrigidas na coleção de imagens MODIS mais recente.



**Figura 6.11:** Comparação da média do PWV (4 linhas superiores) e respectivo desvio padrão (4 linhas inferiores) dos dados MODIS comparados com os dados PWV médios GPS, avaliados para a coleção MODIS mais recente (coleção 6).

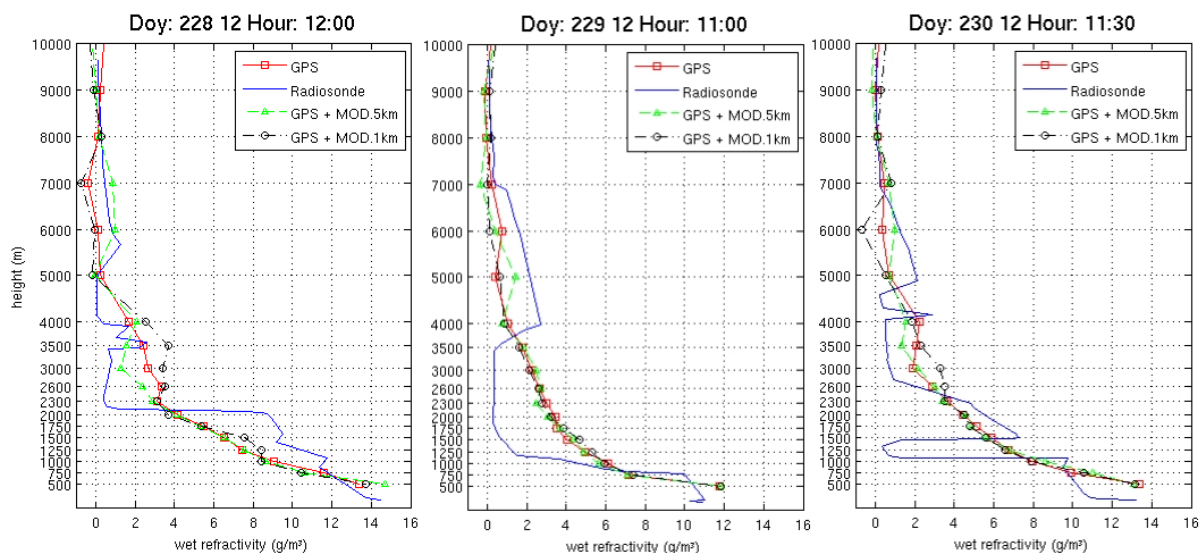
Como as imagens MODIS utilizadas no processamento da tomografia evidenciaram os problemas anteriormente referidos, foi realizado um novo processamento de dados nas datas diurnas do período anterior utilizando as novas imagens da coleção 6. O processamento foi efetuado seguindo a metodologia anteriormente descrita com exceção da calibração dos dados de PWV para ambas as resoluções das imagens MODIS. A calibração é efetuada a partir dos valores médios de PWV das estações GNSS determinados na hora de aquisição de cada imagem (Figura 6.11), sendo efetuada a subtração em todos os píxeis válidos de cada imagem da diferença entre a média PWV do GPS e a média do PWV MODIS de 1 km ou 5 km (aplicando a equação 2.23, secção 2.7). Uma imagem 2D é gerada a partir da interpolação espacial dos PWV do GPS de todas as estações da rede GNSS aqui utilizada.

Na Tabela 6.3 é apresentada a comparação estatística das diferenças entre a coluna central de vóxeis da nova solução da tomografia e a refratividade medida pelos perfis verticais das sondas. Entre parêntesis são apresentadas as diferenças absolutas para o resultado estatístico da solução anterior (imagens MODIS coleção 5). Estas diferenças revelaram-se ser de pequena ordem, nuns casos com melhorias (ex. *rms* 11:30 do *doy* 230 para solução combinada MODIS 5 km) e noutros não (ex. média 11:30 do *doy* 230 para a solução combinada MODIS 5 km). Portanto, os índices estatísticos desta comparação não revelam só por si uma melhoria clara na utilização das novas imagens MODIS.

**Tabela 6.3:** Comparação estatística da solução do perfil da tomografia na coluna coincidente com a localização das radiossondas obtidas às 12:00 de cada *doy*. As imagens MODIS utilizadas são da coleção 6, que é presentemente a mais recente. Entre parêntesis são apresentadas as diferenças para a estatística da solução anterior (ver Tabela 6.2).

	doy 228 12:00			doy 229 11:00			doy 230 11:30		
Differences to radiosonde	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km	GPS	GPS and MODIS 5km	GPS and MODIS 1km
mean	-0.52	-0.60 (0.07)	-0.39 (-0.08)	0.96	1.11 (0.52)	0.98 (0.12)	0.39	0.41 (0.10)	0.42 (0.12)
<i>rms</i>	2.20	2.15 (-0.03)	2.48 (0.18)	2.01	2.08 (0.20)	2.08 (0.11)	2.02	1.98 (-0.43)	2.14 (0.07)
correlation	0.91	0.92 (0.01)	0.88 (-0.02)	0.80	0.80 (-0.03)	0.79 (-0.02)	0.86	0.87 (0.04)	0.84 (-0.01)

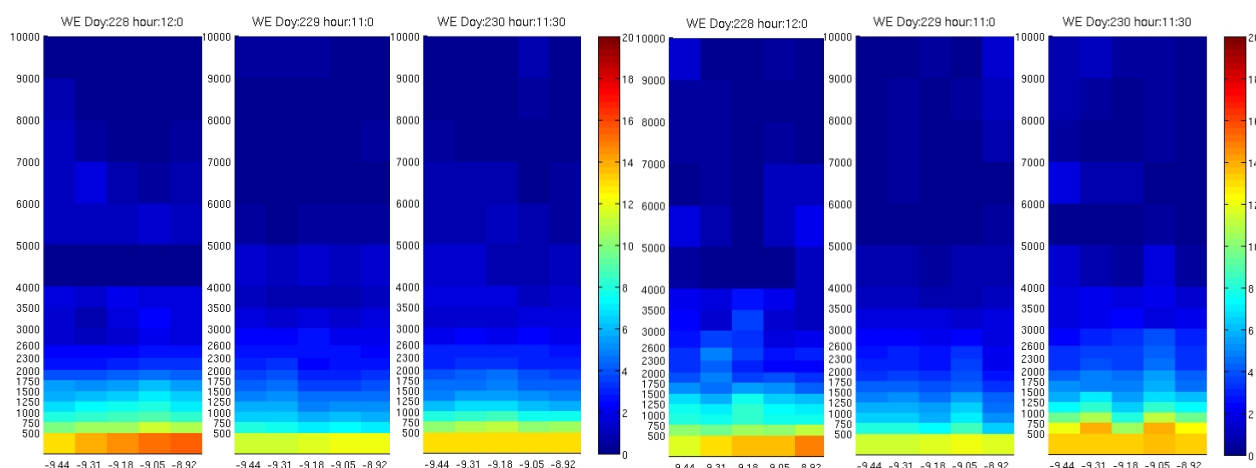
A comparação visual do perfil central das novas soluções obtidas com as imagens MODIS da coleção 6 está presente na Figura 6.12. As novas soluções combinadas mostram uma refratividade mais distinta do que a obtida na solução da tomografia apenas com dados GPS, particularmente nos *doy* 228 e 230. No caso do *doy* 229, apesar da solução combinada utilizando as imagens antigas aparentar maior variabilidade e proximidade aos valores da sonda na região dos 1000 aos 3500 m, a nova solução é mais próxima da sonda nas camadas mais próximas do solo e parece desenvolver-se também melhor nas camadas mais elevadas, neste particular à semelhança das soluções combinadas obtidas para os outros *doy*. Mais uma vez não parece haver nenhum destaque entre a performance das imagens MODIS de diferentes resoluções.



**Figura 6.12:** Comparação dos perfis tomográficos da solução coluna ( $y=3$ ,  $x=3$ ) obtida do novo processamento com imagens MODIS da coleção 6, com as radiossondas lançadas às 12:00 para cada um dos 3 dias da experiência.

Apesar das melhorias nos mapas tomográficos utilizando imagens da nova coleção MODIS não serem claras quando comparando o perfil central das sondas, isto não significa que a solução em geral não seja mais próxima da realidade atmosférica. Os resultados da Tabela 6.3 e Figura 6.12 refletem uma avaliação entre duas técnicas que são bastante diferentes na forma de aquisição e representação dos dados

medidos. Tendo em conta as diferenças na medição da refratividade húmida entre tomografia GNSS e a radiossonda (resolução espacial de alguns quilómetros vs. perfil vertical, medição média ao longo de meia hora vs. medição absoluta durante ascensão do balão) e algumas desvantagens na medição por radiossondagem, é natural que existam diferenças nos valores obtidos em ambas as técnicas (ver detalhes na secção 3.4.1). São apresentados na Figura 6.13 os perfis oeste-este e sul-norte da solução com as imagens MODIS da coleção 6, onde é obtida uma solução combinada da tomografia com uma maior variabilidade na refratividade entre vóxeis, tanto na direção horizontal como vertical, comparando com as soluções obtidas anteriormente com as imagens MODIS da coleção 5 (ver Figura 6.6 e Figura 6.7).



**Figura 6.13:** Perfil longitudinal oeste-este (secção da grelha  $y=3$ ) das soluções da tomografia obtidas do novo processamento com imagens MODIS da coleção 6. São apresentadas apenas as 3 soluções diurnas, para os dados GPS combinados com MODIS de PWV 5 km (esquerda) e dados GPS combinados com MODIS de 1 km (direita).

## 6.6. Conclusões

A introdução de mapas de PWV de alta resolução espacial do MODIS na tomografia GNSS teve como efeito uma melhoria na solução 3D da refratividade do vapor de água troposférico. São estimadas observações de atraso oblíquo SWD a partir dos valores de PWV obtidos dos píxeis dos produtos MODIS. Estas medições adicionais fornecem uma cobertura bastante completa sobre os vóxeis da grelha tomográfica implementada, preenchendo em alguns casos a totalidade do modelo, complementando a cobertura insuficiente obtida a partir das observações SWD GPS. A comparação visual de perfis verticais da tomografia, entre as soluções usando dados GPS e dados GPS com MODIS, indica uma melhoria significativa na resolução horizontal e vertical dos valores de refratividade húmida obtidos. As soluções da tomografia combinada utilizando quer os dados MODIS IR de 5 km de resolução quer os dados MODIS NIR de 1 km, apresentam representações do vapor de água semelhantes mas não iguais, o que é espectável devido às diferentes características de ambos os produtos.

Uma avaliação estatística comparando as soluções obtidas na tomografia com perfis de radiossondagem no interior da área de estudo revelaram que a solução com a inclusão de dados MODIS é mais próxima dos valores de referência. Contudo não foi possível diferenciar qual dos tipos de produto PWV do MODIS gera um mapa tridimensional da refratividade mais próximo da atmosfera real. Porém foram identificados alguns problemas nas imagens MODIS como um largo desvio do PWV médio medido entre as imagens de 5 km e as estações GNSS, e algumas faixas horizontais corrompidas com valores errados de PWV nas imagens de 1 km. As imagens mais recentes (coleção 6) dos dados PWV MODIS não apresentam estes problemas, e por isso foram descarregadas e utilizadas num novo processamento da

tomografia, mas neste caso efetuando calibração das imagens com dados GPS. A análise estatística dos novos resultados da tomografia comparando com as sondas não é esclarecedora, mas a análise visual revela perfis da solução combinada mais afastados da solução da tomografia obtida só com dados GPS e uma ainda maior variabilidade vertical e horizontal entre vóxeis. A inclusão de dados PWV provenientes do MODIS numa cadeia de processamento contínua de tomografia GNSS poderá ser uma mais-valia na geração de soluções da refratividade húmida da atmosfera, particularmente se se incluírem alternadamente os dados provenientes do satélite Terra (órbita descendente) e dados provenientes do satélite Aqua (órbita ascendente), resultando num conjunto de dados adicionais de PWV até 4 vezes por cada dia.

## Capítulo 7

# Simulação Galileo e GPS com aplicação na tomografia

### 7.1 Contextualização da experiência

A presente distribuição e densidade geográfica de estações permanentes GNSS no terreno e a sua contínua densificação por novas regiões do globo, juntamente com a atualização dos recetores e antenas para permitir a receção e processamento de sinais eletromagnéticos provenientes dos emergentes sistemas GNSS como o Galileo e o BeiDou, permitirá no futuro a melhoria na qualidade das soluções 3D dos mapas de vapor de água obtidos a partir da tomografia GNSS (Troller et al., 2006a). Com a combinação de observações provenientes dos vários sistemas de navegação no esquema da tomografia GNSS, é esperado um incremento na percentagem de vóxeis preenchidos e consequentemente uma melhoria na qualidade e na estabilidade da reconstrução 3D das soluções tomográficas obtidas através desta técnica (Bender e Raabe, 2007). Isto resulta por exemplo, da combinação a cada instante de observações oblíquas de atraso húmido com diferentes linhas de vista, em relação ao GPS, entre o recetor e os satélites da constelação Galileo. Contudo o incremento no preenchimento do número de vóxeis vazios nas camadas mais baixas do modelo pode não ser suficiente para que o sistema de equações da tomografia GNSS reverta o seu condicionamento de má colocação isto porque a geometria da constelação total Galileo será semelhante à do GPS (Bender et al., 2011b). A geometria do GNSS é dependente da posição do recetor no terreno e do ângulo de corte definido no processamento de dados, influenciando fortemente o alcance do cone invertido que é formado pela combinação a cada instante de todas as observações SWD, e consequentemente o preenchimento dos vóxeis na grelha tomográfica (Benevides et al., 2016a).

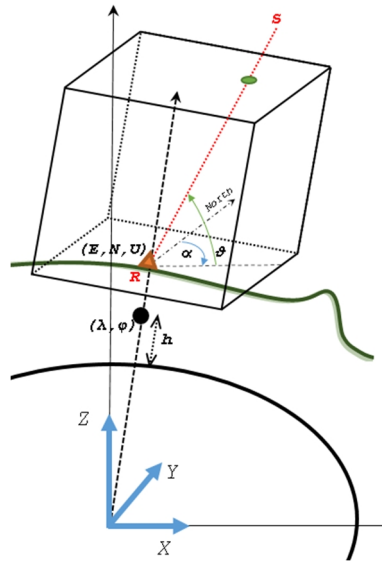
Perante o cenário futuro da operacionalidade total do sistema Galileo, foi realizada uma simulação destes dados de modo a observar o impacto direto sobre a resolução da tomografia GNSS, utilizando também os dados GPS. Os resultados deste estudo são baseados na realização de uma experiência descrita num artigo científico submetido a um jornal da especialidade (Benevides et al., 2016b). Neste capítulo são realizadas simulações de dados orbitais de ambas as constelações GPS e Galileo durante um período de um dia, utilizando a posição real da rede GNSS de estações de Lisboa. São geradas duas séries de mapas tomográficos, definidas em soluções de 30 minutos: GPS e GPS mais Galileo. O objetivo é avaliar a vantagem que o sistema Galileo na sua total operacionalidade trará para a tomografia GNSS em conjunto com os dados provenientes do sistema GPS.

### 7.2 Simulação de órbitas

As órbitas de ambos os sistemas GPS e Galileo foram simuladas utilizando o modelo de trajetória dos satélites baseado nas leis de Kepler (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Os fundamentos teóricos para o cálculo da posição tridimensional dos satélites de ambos os sistemas GNSS estão presentes na secção 2.4.2. Para realizar esta experiência foi utilizado um programa de simulação de órbitas, *GPS Navigation Toolbox* (Mehrtash, 2008), contendo as equações Kepler do movimento e perturbação dos satélites GPS. O



código foi adaptado aos parâmetros da realização desta experiência, juntamente com alterações para se efetuar a simulação da órbita dos satélites Galileo, de acordo com as especificações definidas para a total operacionalidade do sistema (Undertaking et al., 2008). Neste trabalho são utilizadas no caso do GPS as efemérides diárias *broadcast*, que são produzidas pela NASA a partir dos dados recolhidos e tratados nas estações do seu segmento de controlo, enquanto os dados almanaque são os únicos dados disponíveis presentemente no caso do sistema Galileo. Ambos os produtos têm diferentes níveis de precisão. Por exemplo a posição tridimensional de um satélite a partir de uma órbita final precisa IGS pode ter 0.02 m de precisão, enquanto uma órbita da NASA do tipo *broadcast* é determinada com 1 a 2 metros de precisão (Dow et al., 2007). Os dados almanaque apresentam uma precisão ainda mais grosseira que pode chegar até alguns quilómetros dependendo do período decorrido após a difusão dos dados (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).



**Figura 7.1:** Representação da relação espacial entre as coordenadas de um recetor GNSS (R) e de um satélite (S) nas coordenadas cartesianas ( $X, Y, Z$ ), geodésicas ( $\lambda, \varphi, h$ ) e locais ( $E, N, U$ ). Estão também representados o elipsoide de referência e os limites 3D da grelha da tomografia, juntamente com a relação entre o recetor e o satélite através dos ângulos de azimute  $\alpha$  e elevação  $\theta$ .

Determinadas as coordenadas dos satélites Galileo e GPS, são necessários alguns passos extra para determinar a posição relativa desses satélites a cada instante, em relação aos recetores GNSS no terreno. O erro do posicionamento do recetor determinado durante o processamento GPS está altamente correlacionado com a precisão na estimação da órbita (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). A Figura 7.1 será a referência visual para ilustrar os parâmetros geométricos que se seguem. Como primeiro passo, as coordenadas cartesianas tridimensionais ( $X_R, Y_R, Z_R$ ) de um conjunto de recetores GNSS são consideradas. A relação espacial entre os satélites e a posição dos recetores GNSS é determinada pela seguinte matriz de rotação:

$$\begin{bmatrix} E_{RS} \\ N_{RS} \\ U_{RS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\lambda) & \cos(\lambda) & 0 \\ -\sin(\varphi)\cos(\lambda) & -\sin(\varphi)\sin(\lambda) & \cos(\varphi) \\ \cos(\varphi)\cos(\lambda) & \cos(\varphi)\sin(\lambda) & \sin(\varphi) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} X_R - X_S \\ Y_R - Y_S \\ Z_R - Z_S \end{bmatrix} \quad (7.1)$$

onde ( $X_S, Y_S, Z_S$ ) são as coordenadas cartesianas tridimensionais dos satélites,  $\varphi$  e  $\lambda$  as coordenadas geodésicas latitude e longitude do recetor GNSS, e ( $E_{RS}, N_{RS}, U_{RS}$ ) são as coordenadas locais *easting* (direção oeste-este), *northing* (direção sul-norte), e *upward* (variação em altitude  $h$ ). O ângulo de azimute  $\alpha$  e elevação  $\theta$  podem ser determinados a partir da seguinte equação:



$$\vartheta = \arcsin \left( \frac{U_{RS}}{\sqrt{|E_{RS}|^2 + |N_{RS}|^2 + |U_{RS}|^2}} \right) \quad \alpha = \arctan \left( \frac{E_{RS} / \sqrt{|E_{RS}|^2 + |N_{RS}|^2 + |U_{RS}|^2}}{N_{RS} / \sqrt{|E_{RS}|^2 + |N_{RS}|^2 + |U_{RS}|^2}} \right) \quad (7.2)$$

É importante referir que os ângulos de azimute e elevação são variáveis diretamente lidas das observações GNSS no recetor. Os mapas de visibilidade para cada estação podem ser facilmente determinados a partir da simulação, o que é muito útil para planeamento de campanhas de observação GNSS no terreno. Quando os satélites apresentam um ângulo de elevação negativo significa que estão localizados abaixo da linha do horizonte. Para remover essas observações deve ser aplicado um valor de corte no ângulo de elevação, o que representa fisicamente a aplicação de uma máscara no horizonte.

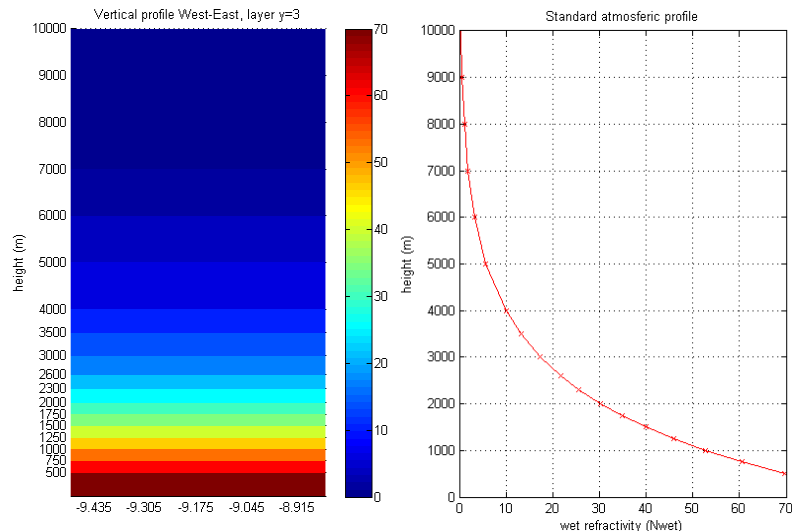
## 7.3 Metodologia da simulação GNSS

A área de estudo de 60x60 km<sup>2</sup> cobrindo a região de Lisboa e arredores foi escolhida para a simulação. Esta configuração pode ser observada na Figura 3.1 (secção 3.1), onde são utilizadas 8 estações permanentes GNSS (exceto IGEO) bem distribuídas no terreno, que é caracterizado por uma configuração de relevo misto e uma configuração costeira complexa. Os únicos dados reais utilizados nesta tarefa são as coordenadas das estações GNSS que são determinadas através de um processamento GPS utilizando o *software* GAMIT/GLOBK (v10.5) (detalhado na secção 3.2). São efetuados processamentos diários durante uma semana (*doy* 240 ao 247, ano 2011) de forma a obter precisão milimétrica nas coordenadas das estações. São usadas órbitas precisas IGS juntamente com um ângulo de corte de 10° nas observações oblíquas.

A estimação do SWD a partir dos dados reais GPS não é necessária porque vamos estimar as observações a partir de uma solução conhecida, que é calculada a partir de dados de uma atmosfera *standard*. A grelha 3D de vóxeis foi definida para esta simulação com base na configuração horizontal e vertical, apresentada na secção 3.3.1. Da configuração anterior resulta um número de 5 vóxeis na direção longitudinal, 6 vóxeis na direção latitudinal, formando uma dimensão horizontal de aproximadamente 11 km<sup>2</sup>. A resolução vertical é variável incrementando o espaçamento a partir dos 500 m até ao topo do modelo estabelecido aos 10 km. Estabelecidas as dimensões da grelha, é definido um perfil vertical *standard* da atmosfera com base na equação 3.3, secção 3.3.2, usando uma refratividade húmida média de 92 mm/km que é calculada a partir do nível médio do mar usando a equação 2.2, secção 2.1. Nesta última equação são utilizados os valores locais médios da estação meteorológica de referência IDL de 25° C para a temperatura da superfície e 65% para a humidade relativa. Uma representação do perfil atmosférico padrão utilizado neste trabalho é visível na Figura 7.2. Esta opção de utilização de um perfil sintético para modelar a troposfera local foi tomada para se ter uma avaliação mais prática da capacidade de reconstrução da tomografia GNSS comparando as soluções obtidas com dados GPS e Galileo.

O *doy* 247, do ano 2011, foi escolhido como referência para desenvolver esta experiência de simulação, correspondendo à data civil de 4 de setembro de 2011. O instante inicial corresponde às 0 horas do *doy* 247, que é um domingo, com número de semana GPS 628 (segundo ciclo) e primeiro segundo da semana igual a 0, no correspondente GPST. Na referência temporal UTC, o início da simulação corresponde às 23:59:45 de 3 de setembro de 2011, devido à diferença de 15 segundos existente entre o UTC e o GPST/GST para esta época. Como o GPST e o GST são praticamente coincidentes, a sincronização das duas constelações é baseada na posição inicial dos satélites Galileo. Por forma a minimizar a perda de precisão na estimação das órbitas do Galileo devido à propagação temporal dos elementos “keplerianos” (Constantinescu e Landry, 2005), os parâmetros iniciais de almanaque (Tabela 2.2 secção 2.4.2) são definidos para o início do instante desta simulação. Foi definido um período de 24

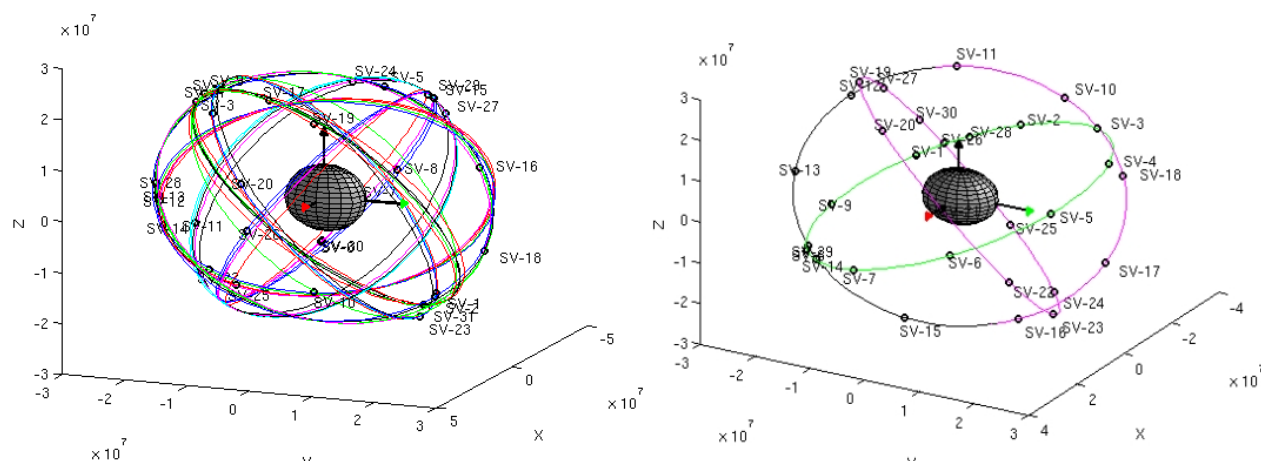
horas para realizar a simulação e cobrir totalmente o *doy* 247, de forma a assegurar o período de revisita das constelações sobre a área de estudo. Os resultados da tomografia 3D são processados numa série temporal contínua de meia hora de soluções, com frequência de observações GPS definida a 30 segundos. A determinação da posição dos satélites nesta frequência é efetuada de forma a gerar um número de SWD suficientes de dados de entrada para a tomografia a cada meia hora.



**Figura 7.2:** Secção vertical oeste-este do perfil atmosférico sintético utilizado como solução de referência para este trabalho (esquerda). Está representada também a resolução horizontal (parcial) e vertical da grelha tomográfica. Representação do perfil visto apenas de uma coluna, onde é visível a forma exponencial negativa do perfil (direita).

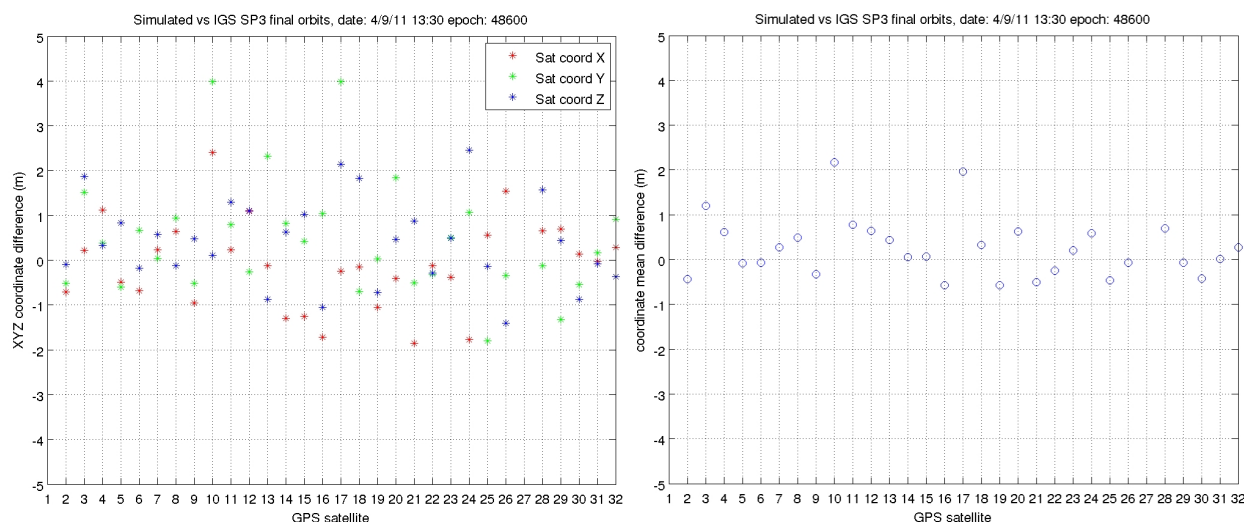
Os dados de almanaque do Galileo são então introduzidos nas equações de movimento e perturbações “keplerianas” de forma a determinar as coordenadas 3D da respetiva constelação, propagando a informação a partir do tempo inicial  $t_0$  ao longo do intervalo de tempo correspondente ao *doy* 247. As coordenadas resultantes são determinadas, não no sistema de referência definido para o Galileo, o GTRF (*Galileo Terrestrial Reference Frame*) (Undertaking et al., 2008), mas sim no sistema WGS84 de modo a obtermos interoperabilidade entre este sistema de navegação e o GPS, e consequentemente resultados comparáveis.

Um segundo passo relaciona as coordenadas tridimensionais dos satélites com as coordenadas dos recetores obtidas a partir do processamento GPS, aplicando as equações 7.1 e 7.2 de forma a determinar as posições relativas de azimuth e elevação. Deste modo são definidas geometricamente as observações SWD entre cada par de recetor satélite. A determinação das órbitas GPS é realizada de forma semelhante ao que foi descrito para o caso do Galileo, mas com a particularidade de utilizar informação de efemérides distinta a cada 2 horas. O ficheiro de efemérides *broadcast* compiladas para este *doy* foi utilizado para a simulação das órbitas GPS. As equações de Kepler são aplicadas a partir do instante inicial da simulação  $t_0$ , correspondente às efemérides do GPS, sendo os parâmetros atualizados de 2 em 2 horas durante todo o período da simulação até ao final do *doy* 247. A determinação dos ângulos de azimuth e elevação para cada observação SWD é realizada seguindo a mesma metodologia utilizada no Galileo. É definido para ambas as constelações um ângulo de corte de  $5^\circ$  nas observações simuladas SWD. Na Figura 7.3 é apresentado um esquema que representa a distribuição espacial dos satélites de ambas as constelações em redor da Terra a um determinado instante.



**Figura 7.3:** Representação esquemática das coordenadas tridimensionais das constelações GPS (esquerda) e Galileo (direita) simuladas nesta experiência. O instante das constelações corresponde às 2 horas do *doy* 247, ano 2011. Adaptado do *software GPS Navigation Toolbox* (Mehrtash, 2008).

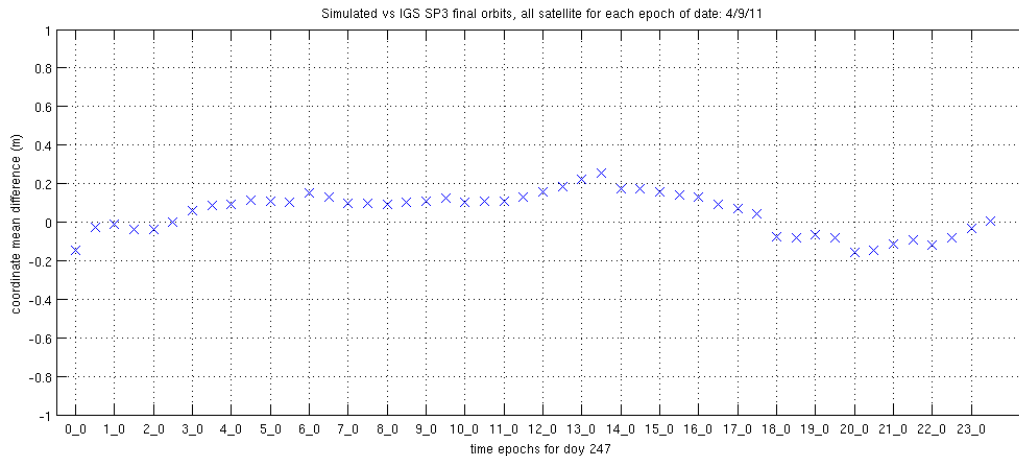
A simulação das órbitas dos satélites GPS é validada comparando com as coordenadas cartesianas tridimensionais reais obtidas através do produto final de órbitas precisas IGS. Estes dados são produtos pós processados a partir da reunião da informação de efemérides determinada por diversos institutos, que está disponível com 2 semanas de latência e fornece as posições dos satélites com 15 minutos de intervalo. As coordenadas cartesianas dos 30 satélites operacionais nesta época são comparadas a cada 30 minutos, ao longo do período total da experiência, perfazendo um total de 48 épocas. Na Figura 7.4 podemos observar as diferenças entre as coordenadas simuladas e as IGS para todos os satélites, escolhidas para a hora 13:30. É verificado que a precisão de todos os satélites não é igual e que os erros apresentam uma magnitude diferente conforme a componente da coordenada tridimensional cartesiana. Apesar disso, o erro máximo efetuando a média das três componentes chega apenas aos 2 metros (satélite 10 e 17).



**Figura 7.4:** Comparação das coordenadas de todos os satélites entre a simulação e as órbitas precisas IGS, para a época 13:30 (*doy* 247, ano 2011). À esquerda são visíveis as três componentes X, Y, Z, e à direita a correspondente média.

Analisando a variabilidade do erro ao longo das 48 épocas definidas durante o período da simulação, é apresentada na Figura 7.5 a média das diferenças das três componentes das coordenadas de todos os satélites para cada época. Apesar dos valores serem consideravelmente mais pequenos, devido a aplicação de sucessivas médias e dos valores do erro se situarem em torno de zero, é notável uma grande

variabilidade entre as várias épocas mesmo lembrando que se está a tratar apenas um dia de observações.



**Figura 7.5:** Comparação da média das coordenadas de todos os satélites entre a simulação e as órbitas precisas IGS, ao longo das 48 épocas representando soluções de meia hora durante o período (*doy* 247, ano 2011).

Para cada coordenada X, Y e Z do satélite, as diferenças entre os dados simulados e os reais são calculadas e a sua média absoluta é apresentada na Tabela 7.1. Pode concluir-se que a média e o desvio padrão da diferença das coordenadas é sempre inferior a 1 metro, mesmo para a época 13:30 onde as diferenças médias são máximas.

**Tabela 7.1:** Média da diferença das coordenadas entre a simulação e as órbitas precisas IGS, para todas as épocas simuladas (48) e todos os satélites GPS (30). Unidades estão em metros.

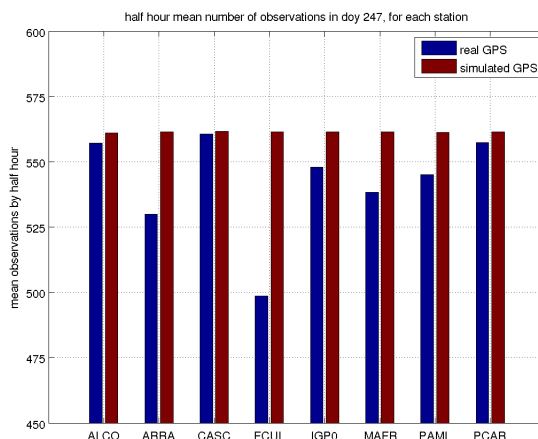
Satélites GPS	Simulado vs. Órbitas reais SP3 (m)			
	Média	Desvio Padrão	Mínimo (01:30)	Máximo (13:30)
<i>Coordenada X</i>	0.817	0.636	0.606	0.960
<i>Coordenada Y</i>	0.842	0.652	0.864	0.924
<i>Coordenada Z</i>	0.750	0.617	0.693	0.923
<i>Média Coord.</i>	0.803	0.634	0.721	0.936

Após a determinação das coordenadas dos satélites de ambas as constelações e da definição dos ângulos de azimute e elevação correspondentes às observações simuladas de SWD, em cada uma das soluções de meia hora da tomografia, é então efetuada a determinação dos mapas 3D reconstruídos a partir da solução de atmosfera padrão. A atmosfera padrão anteriormente definida (Figura 7.2) é utilizada como solução de referência para as 48 épocas do período de simulação. Desta forma, os valores das observações oblíquas sintéticas SWD são determinados a partir da aplicação direta da equação 2.17 (secção 2.6), onde as distâncias percorridas por cada conjunto de observações ao longo da grelha da tomografia são registadas na matriz  $A$ . Seguidamente os valores das observações são introduzidos no sistema de equações da tomografia 2.18 (com  $N_0 = 0$ ), que é invertido de forma a determinar  $N^{wet}$ . Esta solução representa a reconstrução da solução inicial da atmosfera padrão “vista” pelas observações simuladas GPS ou GPS com Galileo. São aplicados alguns constrangimentos como a média horizontal entre vóxeis vizinhos baseada no inverso da distância e a definição da camada de topo da grelha com refratividade igual a zero (ver detalhes na secção 3.3.2).

Quando se utilizam dados reais na tomografia GNSS são esperadas diferenças entre a solução *a priori* e a sua reconstrução utilizando a teoria do problema inverso, uma vez que existem erros na aquisição da informação GNSS e no seu processamento. A maior parte destes erros é minimizada no

processamento GPS, como foi observado na secção 3.2, mas nunca são totalmente removidos. Por este motivo é adicionado às observações SWD simuladas de ambas as constelações um ruído aleatório branco. É utilizado um valor médio de 5 mm e um desvio padrão dado pelos dados reais ZWD observados nesse dia. Os valores do ruído são ordenados de forma crescente e distribuídos pelas observações simuladas SWD, em função da variação decrescente do ângulo de elevação, de forma a atribuir um maior erro a observações com elevações mais baixas (Boehm et al., 2006). Desta forma não é necessário atribuir pesos às observações na matriz das covariâncias  $C$ , sendo esta definida como matriz identidade na resolução da equação 2.18.

O número médio de observações SWD por cada estação é analisado, comparando os dados simulados com os dados reais registados através do processamento de dados GPS para o *doy* 247. A Figura 7.6 revela diferenças relativamente ao observado na realidade do terreno e o simulado neste trabalho, que podem ser causadas por um alto valor de DOP registado naquele instante ou por obstruções físicas existentes no horizonte em volta da estação GNSS (prédios, árvores, etc.). De forma a modelar esta particularidade é implementa uma função para remover aleatoriamente satélites das constelações GPS e Galileo em cada uma das épocas. É ainda considerada uma taxa de variação para cada estação entre o número de observações simuladas e o número de observações reais, isto é, retirando mais satélites das estações com um menor número de observações reais.



**Figura 7.6:** Média das observações SWD por cada estação GNSS, de toda a série de soluções de meia hora da tomografia para o período simulado (*doy* 247, ano 2011), comparando dados reais e dados simulados nesta experiência.

## 7.4 Resultados

São processados com o programa da tomografia GNSS dois grupos de soluções, resultando um conjunto determinado apenas com observações SWD GPS e outro com a solução combinada de observações GPS e Galileo. A estatística das diferenças entre a solução de referência do perfil atmosférico sintético ( $X_0$ ) e ambos os grupos de soluções da tomografia é apresentada na Tabela 7.2. Os valores apresentados na tabela representam as diferenças em refratividade húmida fazendo a média de todos os vóxeis da grelha em cada uma das 48 épocas das soluções de 30 minutos ao longo do dia escolhido (*doy* 247, ano 2011). O número de SWD de cada conjunto de soluções é também representado, onde é de salientar o facto do número de observações para os dados GPS e Galileo ser em média aproximadamente o dobro das observações do conjunto só com dados GPS. O valor médio de todas as épocas comparando os dois conjuntos de soluções mostra uma melhoria obtida para o conjunto de dados GPS e Galileo de 0.31 e 0.66 mm/km, na média e desvio padrão respetivamente.

**Tabela 7.2:** Série de soluções simuladas GPS e GPS mais Galileo comparadas com a solução de referência  $X_0$ . As diferenças são calculadas em mm/km e representam a média de todos os vóxeis durante cada meia hora de solução.

<i>Época da solução</i>	<i>Número de observações SWD</i>		<i>Diferença solução GPS-<math>X_0</math></i>		<i>Diferença solução GPS+Galileo-<math>X_0</math></i>	
	<i>GPS</i>	<i>GPS+Galileo</i>	<i>média</i>	<i>desvio pad..</i>	<i>média</i>	<i>desvio pad..</i>
00:00	3726	9060	1.38	5.45	1.18	4.52
00:30	4027	9608	1.43	4.64	0.87	3.96
01:00	3856	8013	1.36	4.82	0.92	4.17
01:30	3655	7536	1.48	4.61	1.34	5.19
02:00	3452	7337	1.74	5.66	1.26	4.78
02:30	3473	7325	1.96	6.28	1.21	4.74
03:00	3835	8044	1.48	4.48	1.05	3.94
03:30	3421	7292	1.40	5.78	1.63	4.95
04:00	3508	8176	1.32	4.82	1.00	4.06
04:30	3955	9217	1.01	4.46	0.92	4.00
05:00	3293	8841	1.29	4.81	1.10	4.23
05:30	3391	9211	1.41	5.03	1.02	3.86
06:00	3564	8997	1.35	4.57	1.18	4.60
06:30	3565	8751	1.06	4.81	1.03	4.93
07:00	3485	9169	1.14	4.55	0.86	4.52
07:30	3550	9887	1.08	4.27	0.78	4.29
08:00	4140	10057	1.17	4.95	0.98	3.81
08:30	3886	9137	1.71	5.98	1.01	4.60
09:00	3912	7968	1.45	4.72	0.97	4.30
09:30	4119	7900	1.20	4.27	1.08	4.43
10:00	3731	7852	1.08	4.53	0.90	4.31
10:30	3180	7020	2.16	6.02	1.73	5.79
<b>11:00</b>	<b>3180</b>	<b>7169</b>	<b>3.83</b>	<b>8.24</b>	<b>1.53</b>	<b>4.87</b>
11:30	3440	7294	1.87	5.84	1.38	4.86
12:00	3180	7893	1.91	5.53	1.34	4.56
12:30	3812	9011	0.98	4.16	0.91	3.80
13:00	3762	8444	0.98	4.39	1.03	4.23
13:30	3660	7989	1.32	5.47	1.40	4.44
14:00	4563	9960	1.31	4.25	0.95	4.15
14:30	4290	10422	1.15	4.27	0.90	4.03
15:00	3682	9129	1.75	4.98	1.21	4.31
15:30	3536	8590	1.20	5.49	0.97	4.09
16:00	3511	8265	1.21	5.87	0.97	4.41
<b>16:30</b>	<b>4388</b>	<b>9248</b>	<b>0.74</b>	<b>4.88</b>	<b>0.89</b>	<b>4.54</b>
17:00	4522	8950	1.25	5.07	0.83	4.26
17:30	4733	8520	1.25	4.82	1.22	4.39
18:00	5502	9521	0.81	3.94	0.80	4.05
18:30	5037	8877	1.20	4.82	1.06	4.27
19:00	4318	8479	1.57	5.78	0.95	4.67
19:30	4024	8069	1.75	5.38	1.26	4.57
20:00	3936	8579	1.11	4.59	1.11	4.79
20:30	3660	8497	1.66	5.46	1.18	4.39
21:00	3868	9134	1.31	5.00	0.95	4.10
21:30	4184	9606	1.48	4.44	1.10	4.21
22:00	4404	9555	1.11	5.04	1.03	3.77
22:30	4140	8460	1.65	5.86	1.54	4.91
23:00	4206	8480	1.48	5.36	1.09	4.25
23:30	4135	9047	1.20	4.47	0.98	4.44
Média das épocas	3883	8616	1.41	5.06	1.10	4.40

São também avaliados mais ao pormenor o melhor e pior caso registados na diferença estatística do conjunto das soluções GPS, sendo identificados às 16:30 e 11:00 respetivamente. A melhoria da solução GPS e Galileo relativamente ao pior caso utilizando unicamente os dados GPS é notável, diminuindo em 2.3 mm/km a média e diminuindo para quase metade o desvio padrão das diferenças no  $X_0$ . Quanto ao melhor caso, quando se utiliza os dados GPS e Galileo é registado um ligeiro agravamento (-0.15 mm/km) no resultado estatístico da média das diferenças, e uma ligeira diminuição do desvio padrão (0.34 mm/km). Esta situação acontece também na solução das 3:30, 13:00, 13:30, 16:30. Contudo estes casos apresentam sempre diferenças nas médias do GPS inferiores à média de todas as épocas (1.41), significando que ocorrem quando os SWD GPS são suficientes para fornecer uma reconstrução de boa

qualidade. Uma análise mais detalhada dos resultados é necessária para discutir esta particularidade, sendo apresentadas mais hipóteses para tal facto ao longo do desenvolvimento deste capítulo.

Para avaliar mais claramente a sensibilidade e precisão da reconstrução dos dois conjuntos de dados simulados, é introduzido um conjunto de anomalias na solução do perfil atmosférico de referência. Estas anomalias vão provocar descontinuidades na forma do perfil  $X_0$  (Figura 7.2), que graficamente são representadas por picos transversais à evolução vertical do perfil e fisicamente retratam cenários de instabilidade atmosférica como por exemplo intrusões de ar seco ou ar húmido que usualmente ocorrem na baixa troposfera (Benevides et al., 2016b). Estas descontinuidades são aplicadas a todos os vóxeis na camada horizontal a cada nível de altitude, sendo parametrizados através da sua magnitude  $\Delta N$  e da sua posição vertical  $H$  na grelha vertical. Esta última varia entre 500 e 3500 m, sendo coincidente com a resolução vertical da grelha até essa altitude limite do parâmetro.

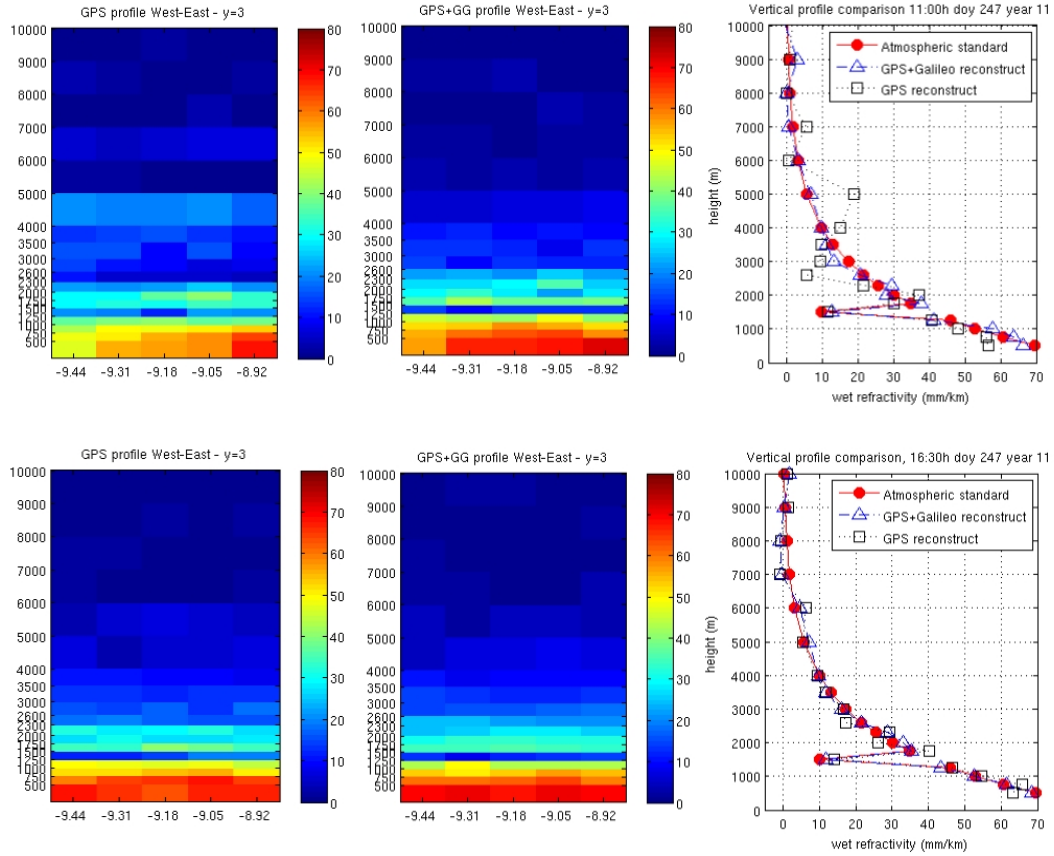
Na Tabela 7.3 é apresentada a estatística das diferenças entre as reconstruções dos dois conjuntos de dados GNSS, mas introduzindo algumas anomalias no perfil  $X_0$ . A estatística das diferenças entre as reconstruções e o perfil de referência é apresentada através da média de todas as 48 épocas da série temporal, fixando a anomalia em altitude  $H$  aos 1500 m e variando a sua intensidade  $\Delta N$  entre alguns valores, que se podem consultar na tabela. Ambos os conjuntos apresentam um incremento expectável das diferenças com o aumento da magnitude da anomalia. Os dados GPS e Galileo apresentam sempre uma menor média e desvio padrão na estatística, sendo a primeira sempre igual ou inferior a 1.0 mm/km, indicando uma melhor capacidade global de reconstrução das anomalias.

**Tabela 7.3:** Média da série de soluções simuladas GPS e GPS mais Galileo comparadas com a solução de referência  $X_0$ , introduzindo uma anomalia horizontal (magnitude  $\Delta N$  variável e  $H$  fixo aos 1500 m de altitude). As diferenças são calculadas em mm/km e representam a média de todos os vóxeis durante todas as soluções de meia hora.

$\Delta N$	Solução média de todas as épocas			Diferença solução GPS- $X_0$		Diferença solução GPS+Galileo- $X_0$	
	GPS	GPS+Galileo	$X_0$	média	desvio pad.	média	desvio pad.
-60	20.69	20.94	21.94	1.25	5.84	1.00	4.63
-30	21.19	21.49	22.50	1.31	5.42	1.00	4.50
-10	22.24	22.54	23.61	1.36	5.12	1.07	4.41
0	22.75	23.06	24.16	1.41	5.06	1.10	4.40
10	23.29	23.60	24.72	1.43	5.12	1.12	4.49
30	24.33	24.66	25.83	1.50	5.59	1.17	4.69
60	25.90	26.26	27.50	1.60	6.92	1.23	5.23

Com base nas soluções identificadas na Tabela 7.2 como melhor e pior época em termos das diferenças dos dados GPS para o perfil  $X_0$ , são apresentados na Figura 7.7 os perfis verticais oeste-este da solução em ambos os casos, introduzindo uma anomalia fixada com  $H=1500$  m e  $\Delta N=-30$  mm/km. É também apresentada a comparação dos perfis verticais das soluções GPS, GPS e Galileo e  $X_0$ , correspondente aos vóxeis da coluna central da grelha tomográfica (posição  $(x=3, y=3)$ , Figura 3.4). A anomalia horizontal é reproduzida em ambos os casos, mostrando uma maior variabilidade entre vóxeis na direção vertical do que na direção horizontal como é expectável. Na solução do pior caso é perceptível uma maior dispersão nos dados GPS, com particular incidência nas camadas 2600 e 5000 m de altitude. A solução GPS e Galileo mostra uma reconstrução mais homogénea tanto na direção vertical como na horizontal, exibindo um perfil vertical mais próximo da solução de referência do perfil atmosférico. Na solução do melhor caso, ambos os perfis oeste-este evidenciam uma reconstrução similar da anomalia introduzida na solução, mas observando a comparação das soluções em perfil vertical é de notar que a solução GPS tem em geral uma maior dispersão e não consegue reconstruir tão bem a anomalia como o perfil correspondente à solução combinada GPS e Galileo.





**Figura 7.7:** Secção longitudinal do perfil vertical oeste-este da reconstrução tomográfica com anomalia, ao longo da série temporal, do pior caso ( $t=11:00$ , # SWD GPS/GPS+Galileo 3180/7169, *doy* 247, ano 2011) (cima), e do melhor caso ( $t=16:30$ , # SWD GPS/GPS+Galileo 4388/9248, *doy* 247, ano 2011) (baixo); dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo ao centro, comparação dos conjuntos de dados com a solução  $X_0$  no perfil vertical de vóxeis localizado no centro da grelha à direita.

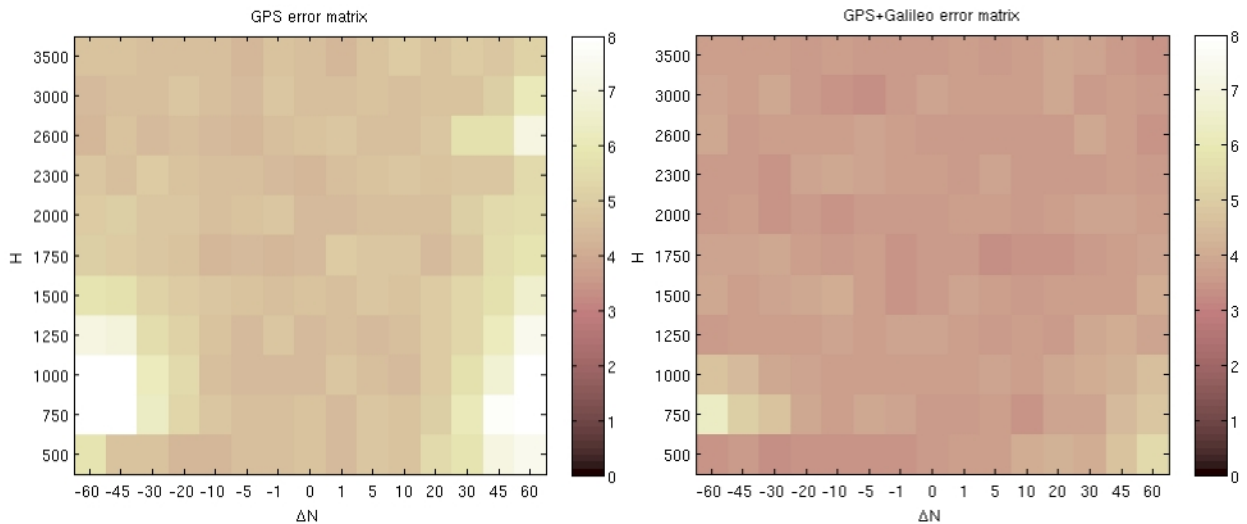
Esta situação contradiz o caso reportado como melhor na Tabela 7.2, que indica embora de forma ligeira, uma melhor performance estatística global para os dados GPS. Este facto sugere que a capacidade de reconstrução da tomografia é variável de coluna para coluna, ao longo da posição da grelha de vóxeis, sendo obtidos localmente resultados estatísticos diferentes dos resultados representativos da média global de todos os vóxeis da grelha 3D. Isto é consequência direta da distribuição espacial das estações GNSS em relação à posição dos vóxeis, como é também notável pela dispersão horizontal verificada nos perfis verticais da Figura 7.7. Uma hipótese para explicar um ligeiro agravamento da solução de dados combinados em relação à solução só com dados GPS, pode ter que ver com o impacto negativo na solução tomográfica quando se adicionam SWD em direções não suficientemente diferentes da cobertura oferecida pelos SWD GPS já existentes. Outra possível causa poderá ter origem na aleatoriedade introduzida no conjunto de dados que poderá amplificar o erro global na resolução do sistema de equações, devido ao número de observações quase duplicar quando se introduzem os dados Galileo. Contudo e apesar de todas estas considerações, o erro na diferença para a solução de referência continua a ser bastante pequeno, isto é inferior a 1 mm/km.

Um índice estatístico ( $Q$ ) baseado no coeficiente de correlação de Pearson foi aplicado aos dados para avaliar as diferenças entre os dois conjuntos GNSS e o perfil atmosférico *standard*, da seguinte forma:

$$Q = \sqrt{\sum_{n=1}^K (X_{GNSS} - X_0)^2 \cdot \left(1 - \sqrt{\det(\rho(X_{GNSS}, X_0))}\right)} \quad (7.3)$$

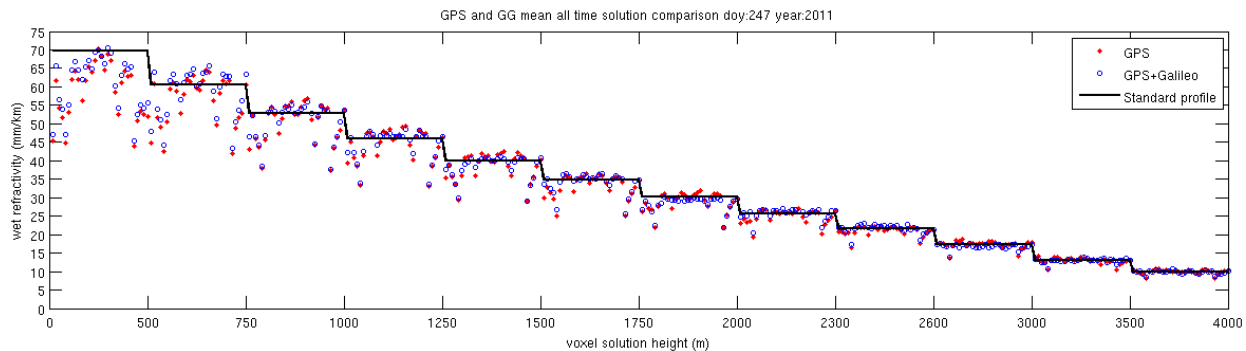


onde  $n$  é o número de vóxeis em cada camada vertical  $K$ ,  $X_{GNSS}$  é a solução para cada conjunto de dados GNSS e  $\rho$  é o coeficiente de correlação. Este índice estatístico é calculado para o perfil vertical central de todas as soluções e para todo o conjunto das parametrizações definidas para as anomalias horizontais anteriormente apresentadas. Na Figura 7.8 são apresentados os resultados do índice  $Q$  no formato de matriz em que cada componente corresponde a uma variação de anomalia horizontal  $\Delta N$  e  $H$ , efetuando a média temporal das soluções de todas as épocas. Resulta então uma espécie de matriz erro onde são identificáveis para a solução GPS três aglomerados em localizações distintas:  $\Delta N$  negativo menor que -20 mm/km entre  $H$  com 750 e 1500 m,  $\Delta N$  positivo maior que 30 mm/km entre  $H$  com 500 e 1500 m e um de menor dimensão em  $\Delta N$  maior que 20 mm/km e centrado em 2600 m de  $H$ . Este resultado confirma a dificuldade da tomografia GNSS em reproduzir as anomalias locais de vapor de água, que muitas vezes são observadas na baixa troposfera. Quando os dados Galileo são adicionados à tomografia é observada uma enorme melhoria nos resultados globais da matriz  $Q$ , sendo verificada uma redução do erro para cerca de metade, o que suaviza ou até elimina os aglomerados de erro observados para os dados processados somente com observações GPS. É ainda de notar que mesmo quando o erro teórico é suposto ser mínimo, ou seja quando o parâmetro  $\Delta N$  da anomalia é nulo, existe uma variabilidade nas soluções que é observada na coluna central da matriz de erro. Esta característica é devida à aleatoriedade atribuída às observações SWD provenientes de diferentes estações durante a fase da simulação.



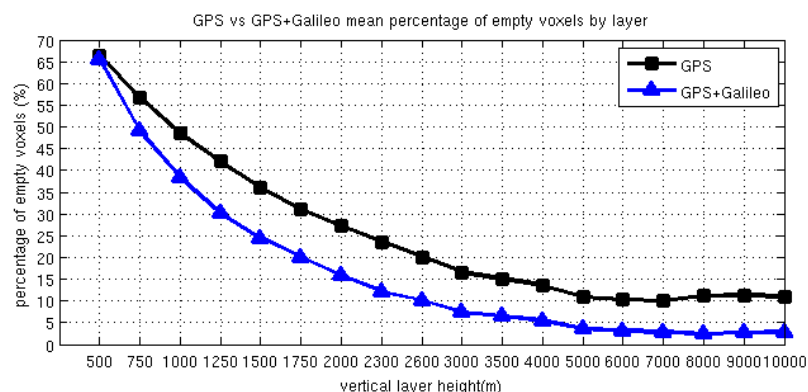
**Figura 7.8:** Matriz de erro  $Q$  dada pela combinação dos parâmetros da anomalia horizontal (altitude  $H$  e magnitude  $\Delta N$ ), caracterizando a reconstrução do perfil central vertical de vóxeis (média de todas as épocas): dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo à direita.

Outra forma de verificar a qualidade dos resultados da simulação é apresentada na Figura 7.9, onde a média de cada um dos vóxeis ao longo da série temporal é representada sob a forma de pontos, para cada um dos conjuntos de dados GNSS, em contraste com solução padrão  $X_0$  que é representada através de uma linha contínua. É verificado que a capacidade de reconstrução da tomografia é bastante variável horizontalmente ao longo de cada uma das camadas verticais, com particular incidência nas camadas de menor altitude. Um efeito de borda é verificado pela maior disparidade dos valores da tomografia em relação à solução do perfil atmosférico no início e final das respectivas linhas, que representam o valor de refratividade húmida constante em cada camada. É também observável na figura que esta disparidade nos valores médios dos vóxeis é normalmente mais reduzida na solução GNSS combinada do que na solução com apenas dados GPS.



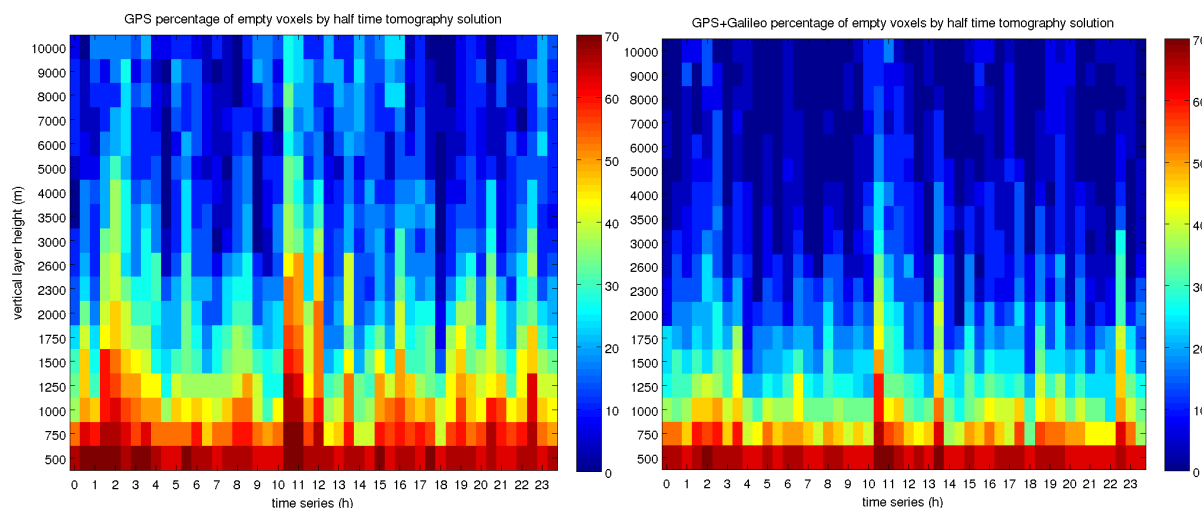
**Figura 7.9:** Média de cada vóxel ao longo de toda a série temporal para os dados GPS (pontos vermelho) e GPS com Galileo (pontos azuis), comparando com a solução de referência  $X_0$  (linha preta).

O número de vóxeis não intercetados por nenhum raio está estritamente relacionado com o incremento do número de observações SWD durante cada solução de meia hora. Foi verificado que mesmo incrementando o número de SWD para sensivelmente o dobro através da solução GNSS combinada com dados GPS e Galileo, existem ainda vóxeis que se mantêm vazios. Isto é verificável através da Figura 7.10, com particular incidência nas camadas menos elevadas do modelo, onde a percentagem média de vóxeis vazios para toda a série temporal é comparada entre ambos os conjuntos de dados GNSS. Os dados GPS e Galileo apresentam uma melhoria entre 5 a 10% no preenchimento dos vóxeis do modelo em todas as camadas, com exceção da primeira aos 500 m de altitude. A percentagem de vóxeis vazios decresce em função do incremento de altitude das camadas do modelo. Parece haver uma estabilização neste decréscimo a partir dos 5000 m de altitude, onde a percentagem de vóxeis vazios doravante se mantem nos 10% para os dados GPS e 5% para os dados GPS e Galileo. Este resultado demonstra que a introdução de observações adicionais através da simulação de dados Galileo melhora a cobertura da atmosfera, como foi previamente verificado em estudos anteriores, tendo como consequência um forte impacto na solução da tomografia (Bender et al., 2011b).



**Figura 7.10:** Comparação entre a percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, ao longo de toda a série temporal, para o conjunto de dados GPS e GPS com Galileo.

A evolução temporal da percentagem de vóxeis vazios ao longo de toda a série temporal de soluções é apresentada na Figura 7.11, para ambos os conjuntos de dados GNSS. Podemos observar que existe uma alta variabilidade no preenchimento dos vóxeis em cada uma das soluções espaçadas apenas em meia hora, tanto no caso do GPS como no caso dos dados combinados, reforçando o facto de que a variabilidade temporal e espacial na constelação de satélites GNSS desempenha um papel crucial na precisão das soluções obtidas para a refratividade húmida. Esta variabilidade é particularmente evidente no caso dos dados GPS, onde se destacam algumas soluções de meia hora preenchidas de forma mais fraca, como o pior caso identificado às 11:00 horas (Figura 7.7, Tabela 7.2), ou outros exemplos registados em torno das 2:00, 13h30 ou 22h30.

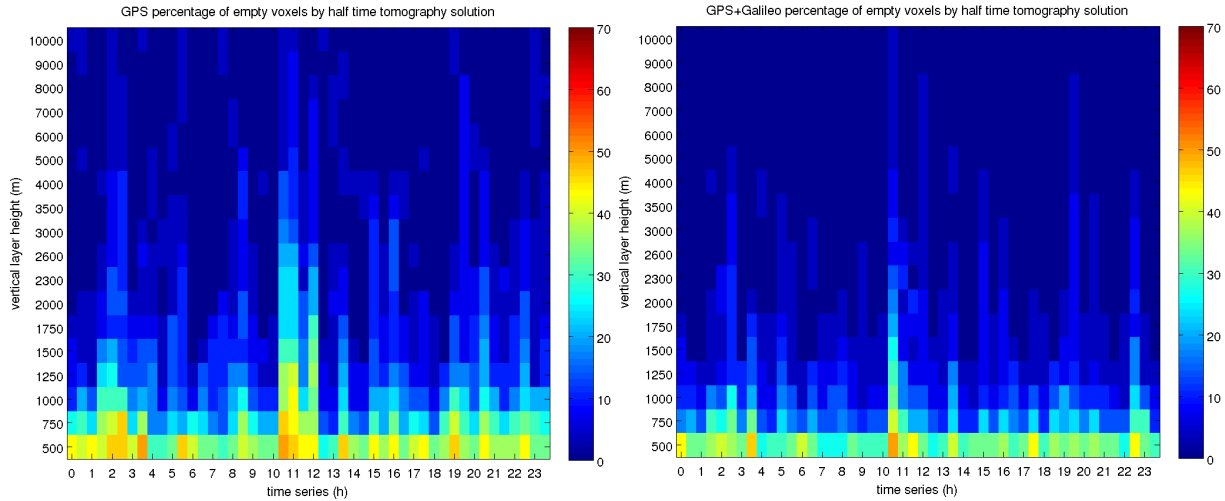


**Figura 7.11:** Representação da percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, para cada uma das soluções de meia hora ao longo da série temporal (*day* 247, ano 2011); dados GPS à esquerda e dados GPS e Galileo à direita.

Quando os dados Galileo são adicionados é notável um incremento global na percentagem de vóxeis ao longo da série temporal, mas mesmo assim mantêm-se evidentes algumas das épocas previamente identificadas no caso dos dados GPS. À exceção destas épocas, a percentagem de vóxeis vazios diminui significativamente e apresenta uma menor variabilidade temporal nos dados GPS e Galileo. Contudo o aumento do número de observações da solução combinada não consegue resolver todas as percentagens de vóxeis vazios elevadas (acima de 50%), que são registadas nas camadas verticais até aos 1000 m de altitude. Isto poderá estar relacionado com o facto de que o incremento de observações na tomografia só por si não é suficiente para cobrir de forma eficiente a grelha do modelo, sendo necessário a adição de observações SWD mas em direções diferentes das SWD fornecidas pela constelação GPS (Bender e Raabe, 2007).

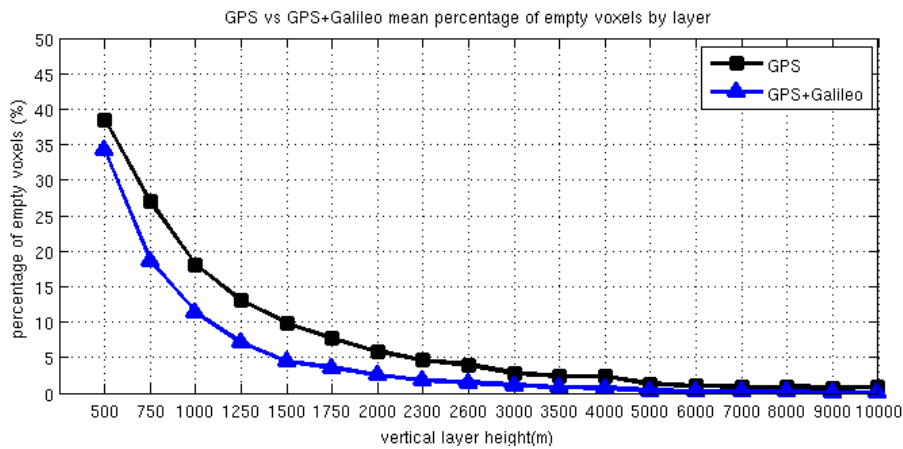
Para colmatar a falta de observações SWD que não intersejam os vóxeis das camadas mais baixas do modelo tomográfico, é desejável uma densificação na rede de estações GNSS (Champollion et al., 2005; Bender et al., 2011b). Outra solução seria sacrificar a dimensão horizontal de cada vóxel de forma a melhorar a percentagem de vóxeis vazios, mas esta não é desejável para a quantificação da dinâmica do vapor de água. Para o efeito foi realizada uma experiência de densificação da rede de estações GPS. Esta experiência foi conduzida no âmbito do projeto SMOG, que já foi anteriormente apresentado na secção 3.1. Foram instaladas um conjunto de 8 estações GNSS temporárias nesta mesma região, o que incrementou o número de estações na mesma área para o dobro de estações, ou seja para 16 (ver Figura 3.4). O adensamento da rede GNSS resulta numa melhor distribuição espacial entre as estações da rede e numa melhoria das soluções do vapor de água da tomografia (Champollion et al., 2005).

As coordenadas das estações obtidas do processamento da campanha de campo SMOG são adicionadas às da rede inicial, e duas novas simulações são geradas utilizando a mesma metodologia, agrupando novamente os dados GNSS em GPS e GPS com Galileo. A mesma análise da percentagem média de vóxeis vazios por altitude em função do tempo é realizada para as simulações com a rede GNSS estendida e apresentada na Figura 7.12. É alcançada uma enorme redução de vóxeis vazios na grelha do modelo comparativamente às simulações obtidas para a rede original (Figura 7.11), principalmente nos níveis de altitude mais baixa, diminuindo para menos de 50% no máximo. Apesar da duplicação do número de observações, a variabilidade temporal no preenchimento dos vóxeis ainda é visível, mas com uma forte mitigação no conjunto de dados GPS e Galileo.



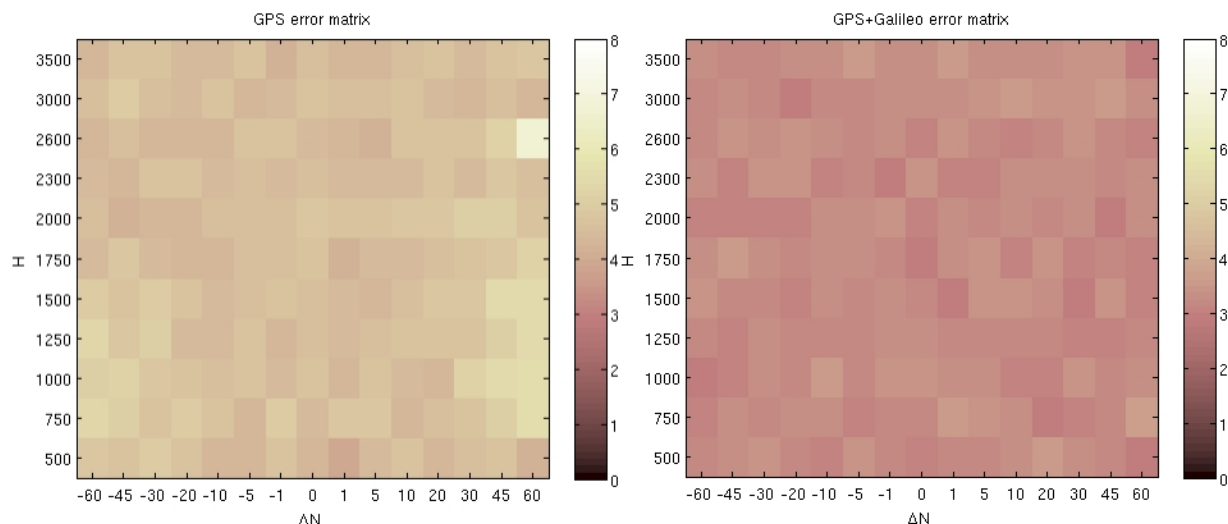
**Figura 7.12:** Representação da percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, para cada uma das soluções de meia hora ao longo da série temporal (*day* 247, ano 2011), com estações GNSS adicionais; dados GPS à esquerda e dados GPS e Galileo à direita.

A percentagem média de vóxeis vazios para a rede estendida ao longo de toda a série temporal em função das várias camadas do modelo, que é visível Figura 7.13, enfatiza que para o conjunto GPS a partir dos 2300 m de altitude, e para o conjunto GPS e Galileo a partir dos e 1500 m, os valores são inferiores a 5% com tendência para zero com o incremento da altitude nas camadas. Apesar do forte preenchimento nas camadas mais altas, o facto de continuarem a existir algumas colunas de vóxeis sem nenhuma estação GNSS resulta que mais de 30% dos vóxeis na primeira camada não são cruzados por nenhum SWD.



**Figura 7.13:** Comparação entre a percentagem média de vóxeis vazios por camada vertical, ao longo de toda a série temporal, para o conjunto de dados GPS e GPS com Galileo simulados com a rede GNSS de 16 estações.

A matriz de erro mostrando os resultados do índice  $Q$  é apresentada na Figura 7.14 para ambos os conjuntos de dados das simulações da rede adensada, nas mesmas condições do índice  $Q$  apresentado na Figura 7.8. Os aglomerados de erro distinguíveis na matriz  $Q$  relativa aos dados GPS na simulação de 8 estações são bastante suavizados aqui, sendo apenas mais notável o erro máximo no parâmetro 60 mm/km  $\Delta N$  e  $H$  de 2600 m. Observando o resultado para a solução GPS com Galileo, o erro é geralmente mais baixo e apenas são visíveis as variações provenientes da aleatoriedade introduzida na simulação das observações SWD.



**Figura 7.14:** Matriz de erro  $Q$  dada pela combinação dos parâmetros da anomalia horizontal (altitude  $H$  e magnitude  $\Delta N$ ), caracterizando a reconstrução do perfil central vertical de vóxeis (média de todas as épocas), com estações GNSS adicionais; dados GPS à esquerda, dados GPS e Galileo à direita.

Na Tabela 7.4 é apresentado um sumário dos resultados estatísticos relativamente à solução de referência do perfil atmosférico  $X_0$ , comparando ambas as simulações GPS e GPS com Galileo obtidas dos conjuntos de dados usando 8 ou 16 estações GNSS na região de estudo. A média das diferenças dos vóxeis é bastante melhorada para as simulações da rede estendida, chegando a valores menores que 1 mm/km para os dados GPS e até mesmo menores que 0.5 mm/km para os dados GNSS combinados. Quando é adicionada uma anomalia horizontal na solução de referência com  $H$  a 1500 m e  $\Delta N$  com 60 mm/km, estas diferenças aumentam mas continuam abaixo de 1 mm/km. A análise estatística do índice  $Q$  é também apresentada nesta tabela.

**Tabela 7.4:** Resumo da estatística dos conjuntos de dados simulados GPS e GPS com Galileo, com e sem anomalia horizontal introduzida, em rede permanente (8 estações) e com a rede estendida (16 estações). Resultados são referentes à média de todos os vóxeis ao longo de todas as soluções de meia hora da série temporal (mm/km).

Anomalia horizontal ( $\Delta N, H$ )=(60,1500)		Diferença para $X_0$ (sem anomalia)		Diferença para $X_0$ (com anomalia)		Índice $Q$ (sem anomalia)		Índice $Q$ (com anomalia)	
		média	desvio padrão	média	desvio padrão	col. (3,3)	vóxeis todos	col. (3,3)	vóxeis todos
Conjuntos de dados de simulação	média obs.								
GPS 8 estações	3883	1.41	5.12	1.60	6.92	4.67	9.29	5.87	10.70
GPS+Galileo 8	8616	1.10	4.40	1.23	5.23	3.51	8.05	3.91	8.07
GPS 16 estações	8385	0.64	3.75	0.70	4.66	4.58	6.19	4.92	7.12
GPS+Galileo 16	17848	0.45	3.17	0.51	3.50	3.21	5.17	3.38	5.04

Considerando apenas o perfil central da grelha tomográfica, é obtida uma melhoria nos registos do índice comparando a rede permanente com a rede adensada. Quando o  $Q$  é efetuado para todos os vóxeis é registada uma melhoria de 35% comparando a rede de 8 estações com o adensamento para 16, tanto para os dados GPS como para os dados GPS com Galileo. Introduzindo a anomalia horizontal anteriormente referida, os valores do  $Q$  incrementam em geral mas as soluções de rede estendida continuam a ter um erro menor, com decréscimos de cerca de 16 e 14% para o perfil central e de 34 a 38% para todos os vóxeis da grelha (GPS e GPS com Galileo respetivamente). Em suma, os resultados da tabela anterior indicam que não só a introdução de mais estações pode aumentar a precisão da reconstrução atmosférica, mas também que a solução global é melhorada significativamente e como consequência o resultado tomográfico dos vóxeis localizados na fronteira da grelha são também melhorados.

## 7.5 Síntese e conclusões

Neste capítulo foram realizadas simulações de tomografia GNSS com dados GPS e Galileo de forma a verificar a capacidade de resolução do sistema quando no futuro o sistema Galileo estiver totalmente operacional. As órbitas de ambos os sistemas foram simuladas durante o período de um dia, numa série de sequências de meia hora de soluções. Um perfil de atmosfera *standard* foi considerado para avaliar a capacidade de reconstrução da refratividade húmida tridimensional na atmosfera dada pela tomografia GNSS. É verificado um incremento de observações SWD para cerca do dobro, juntamente com uma melhoria global da reconstrução do perfil atmosférico quando é utilizado o conjunto de dados GPS mais Galileo. Com o objetivo de avaliar mais claramente a sensibilidade na reconstrução da tomografia são aplicadas à solução da atmosfera de referência uma série de descontinuidades horizontais, tendo sido verificado que em geral a solução com os dados GPS e Galileo alcança melhores resultados, com soluções mais homogêneas e reconstruindo melhor a forma da anomalia original do que os dados GPS. Um conjunto de matrizes de erro são implementadas com base no índice derivado do coeficiente de Pearson, avaliando a qualidade de reconstrução da coluna central da tomografia em função de várias parametrizações da anomalia horizontal. É verificada uma melhoria no caso dos dados GNSS combinados para cerca de metade do erro obtido apenas utilizando os dados GPS, mitigando os aglomerados de erro verificados neste último conjunto.

Todavia, foi também verificado que em algumas épocas a adição de observações SWD Galileo aos dados GPS não resultava numa melhoria estatística da solução. Apesar disso este fenómeno acontece num número diminuto de casos onde o erro na reconstrução da refratividade é baixo e a introdução de observações Galileo não parece ser crucial, devido ao facto de existir à partida um número suficiente de observações GPS. A introdução de medições extra que não observem a grelha de vóxeis em direções diferentes pode ter um impacto negativo na solução da tomografia. Outro fator perturbador poderá ter origem na aleatoriedade gerada na simulação das medições SWD que pode amplificar o erro global da solução tomográfica. A contribuição de um grande número de observações verificando as condições anteriores pode criar instabilidade na inversão do sistema e consequentemente aumentar o erro no mapa 3D da refratividade húmida.

A análise temporal da série de soluções revela que em algumas épocas a percentagem de vóxeis dos dados GNSS combinados não é significativamente melhorada. Foi também verificado que a distribuição dos satélites ao longo do tempo influencia a precisão da reconstrução, estando dependente do posicionamento horizontal do voxel na grelha relativamente à posição geográfica da rede de estações GNSS. Foi estudada também a fração de vóxeis intersectados na grelha, tendo sido verificado um incremento de 5 a 10% na cobertura de vóxeis com os dados adicionais Galileo, com exceção da camada menos elevada. Contudo e apesar do número de vóxeis vazios diminuir com a altitude, uma percentagem ainda considerável de vóxeis vazios é observada nas restantes camadas menos elevadas do modelo. Simulações adicionais duplicando o número de estações da rede GNSS resulta num melhoramento significativo na cobertura de vóxeis vazios e consequentemente na qualidade estatística das reconstruções tomográficas. A percentagem de vóxeis preenchidos aumenta bastante nas camadas mais baixas mas ainda assim mais de 30% dos vóxeis estão vazios, independentemente do conjunto de dados GNSS utilizado. A análise estatística da rede GNSS estendida demonstra que as melhorias são maiores quando se reúne os dados GNSS combinados com o adensamento da rede de estações.

## Capítulo 8

### Conclusões

#### 8.1. Conclusão

Neste trabalho de doutoramento foi implementado com sucesso um sistema de processamento de dados GNSS com vista à aplicação de técnicas de tomografia do vapor de água atmosférico em 4 dimensões (3 espaciais mais o tempo), aplicando constrangimentos espaço-temporais a partir da introdução de medições atmosféricas complementares como o InSAR. Nesta secção serão resumidas as conclusões chave que foram sendo discutidas ao longo das várias experiências realizadas no âmbito deste trabalho.

Com base nos dados de uma rede de estações permanentes GNSS localizadas na região de Lisboa foi efetuada uma série de experiências para realização da tomografia GNSS. Foi desenvolvida uma nova metodologia para incluir dados PWV diferenciais determinados a partir dum interferograma SAR de forma a constrianger a solução do vapor de água troposférico obtida através do processamento de dados da tomografia GNSS. O sistema de equações da tomografia é adaptado de forma a relacionar as diferenças de vapor de água entre os dois estados de atmosfera relativos às épocas de aquisição das imagens SAR *master* e *slave*. É verificada uma melhoria significativa na cobertura dos vóxeis da grelha com a introdução de medidas externas provenientes do InSAR. A comparação visual de perfis longitudinais entre as soluções da refratividade obtidas da tomografia, com e sem a inclusão do InSAR, revelam uma maior variação entre vóxeis tanto na horizontal como na vertical para a solução com os dados combinados. Analisando os dados da tomografia com os mesmos perfis determinados com simulações WRF é notável uma maior saturação de valores da primeira técnica com particular incidência nas camadas menos elevadas, mesmo sem a inclusão de dados InSAR. A comparação visual dos resultados da tomografia com perfis de radiossondas revela uma solução da tomografia com dados InSAR mais próxima do comportamento da sonda. Contudo, a tomografia não consegue resolver com detalhe a variabilidade vertical do perfil de radiossondagem, particularmente quando existem pequenas entradas de ar seco ou húmido entre camadas verticais consecutivas do modelo. Comparativamente ao WRF, as soluções GNSS parecem indicar uma resolução vertical mais variável. A análise estatística comparando as diferenças entre as soluções da tomografia e os dados de validação, mostram uma melhoria significativa da solução da tomografia determinada com dados InSAR.

A introdução na tomografia GNSS de medidas absolutas de PWV com origem em dados de alta resolução espacial MODIS, mostra também melhorias nos mapas de vapor de água. Mesmo nos casos em que a quantidade de píxeis das imagens é limitada pelos critérios de qualidade, a cobertura de vóxeis é significativamente melhorada em relação ao preenchimento das observações GPS. São verificados resultados semelhantes aos obtidos na introdução das medidas InSAR na tomografia: melhoria significativa na resolução horizontal e vertical das soluções e resultados estatísticos mais próximos dos valores obtidos nas radiossondas, em ambos os casos quer se utilize imagens MODIS na resolução de 1 km (NIR) ou 5 km (IR). Contudo, não foi possível avaliar visualmente qual das soluções da tomografia com dados MODIS se aproxima melhor do perfil vertical dado pela sonda, mesmo após calibração dos dados PWV MODIS com as medições PWV GPS obtidas na rede de estações local. Porém, é importante

ter em consideração que fisicamente a natureza da medição obtida através das sondas é distinta da obtida por tomografia GNSS, e consequentemente são esperadas diferenças quando se efetua a avaliação dos resultados tanto qualitativa como quantitativa. Além disso, há que considerar possíveis erros na interpolação dos valores para o centro da grelha tomográfica, tanto nos perfis verticais das sondas ou como nos dados 3D do WRF. A forma como a implementação da tomografia foi desenvolvida neste trabalho, permite adaptar medições meteorológicas de humidade absoluta com origem em qualquer sensor, podendo a informação ser introduzida como observações externas ou como solução inicial para resolver o sistema de equações.

O comportamento do sinal integral do PWV medido numa estação GNSS é analisado em relação à ocorrência de precipitação registada em estações meteorológicas de superfície, através de uma série temporal de dados observados na região de Lisboa. São analisados alguns casos de estudo de precipitação intensa, onde é verificada uma clara relação entre as duas variáveis relacionadas. Foi desenvolvido um algoritmo linear simples de classificação da evolução temporal do PWV medido numa estação, comparando o seu comportamento com os dados de precipitação horária registados durante um ano. Apesar da limitação da avaliação em perfil integral das características de grandezas que variam no espaço tridimensional, os resultados mostram que o PWV medido pelo sinal GPS tem informação relevante mostrando correlação positiva entre as duas grandezas, identificando quase todas as ocorrências de precipitação intensa mas classificando na mesma categoria uma grande porção de eventos onde não ocorre chuva. Não obstante, é reforçada a ideia de que uma estação GNSS pode fornecer informação importante para complementar outras ferramentas meteorológicas na previsão de precipitação em tempo real.

Foram também realizadas simulações de dados GNSS, com dados GPS e Galileo, para avaliar a melhoria que se poderá esperar na tomografia GNSS com a duplicação do número de observações de entrada. A avaliação de uma série temporal de um dia de reconstruções tomográficas, a partir duma solução de atmosfera padrão, evidencia uma melhoria global das soluções quando é utilizado o conjunto de dados GPS e Galileo. A introdução de perturbações horizontais na solução, procurando simular intrusões de ar seco ou húmido na atmosfera, revela que o conjunto de dados combinados apresenta um erro cerca de 50% mais pequeno que a reconstrução das soluções só com dados GPS. Todavia, foram também verificadas nos resultados da simulação algumas limitações da técnica da tomografia GNSS. A introdução de observações adicionais em épocas em que a solução da tomografia com dados GPS apresenta um erro pequeno, tem um impacto negativo na solução. Isto pode dever-se ao facto de as observações Galileo não facultarem medições em ângulos de vista suficientemente diferentes, de forma a permitir preencher melhor a grelha 3D, criando um efeito de erro acumulado que pode produzir instabilidade na inversão do sistema e consequentemente amplificar o erro global da solução tomográfica. A análise temporal da série de soluções ao longo de um dia revela uma forte variabilidade na percentagem de preenchimento de vóxeis em cada camada vertical, que é consequência da dinâmica da geometria dos satélites no horizonte, causando uma larga variabilidade na precisão das soluções da tomografia mesmo num curto período como o estudado. Foi verificado que, apesar de ter sido registado um incremento de 5 a 10% na cobertura de vóxeis com a introdução de dados extra, a percentagem de vóxeis vazios nas camadas menos elevadas ainda é significativamente elevada (por exemplo, 25% aos 1500 m). A duplicação do número de estações da rede GNSS mostra uma melhoria ainda maior nos resultados da simulação, tanto para os dados GPS como para os dados combinados. É obtida também uma menor variabilidade na qualidade das soluções ao longo da série temporal de um dia, assim como uma diminuição significativa da percentagem de vóxeis vazios. Contudo, é verificada ainda uma elevada percentagem de vóxeis vazios na primeira camada (35 a 40%).

Os resultados da série temporal de soluções tomográficas processadas durante uma semana utilizando a rede de estações adensada para o dobro, mostram uma boa concordância visual com o sinal



observado na refratividade determinada pela campanha de radiossondas efetuada durante esse período. Iniciando e atualizando continuamente a solução, quer com dados das sondas quer com dados de imagens de satélite AIRS, são identificadas num perfil vertical ao longo do tempo diversas intrusões de ar seco assim como as variações mais intensas de humidade, demonstrando a potencialidade da técnica no estudo de fenómenos meteorológicos locais como a circulação de brisa ou até eventualmente a identificação de células convectivas em situações de meteorologia severa.

Testes de sensibilidade realizados na configuração da tomografia GNSS demonstraram uma variabilidade considerável nas soluções obtidas através desta técnica, tanto na análise qualitativa com os perfis verticais das sondas como na análise quantitativa dos índices estatísticos das diferenças para a refratividade determinada nas sondas. Os testes indicam que os parâmetros escolhidos para as experiências de tomografia realizadas neste trabalho são adequados, apesar da possibilidade de relaxamento de algumas características relativas à resolução temporal, como a diminuição do intervalo temporal de uma solução e também da frequência de observações em cada intervalo. Outra característica bastante importante para garantir a qualidade das soluções obtidas na tomografia GNSS é a escolha adequada da solução inicial. Foi verificado que a introdução de soluções ‘*a priori*’ na tomografia provenientes de dados WRF ou de perfis de radiossondagem garantem uma precisão maior nas soluções de refratividade da tomografia. Quando estas medições não estão disponíveis é então recomendado introduzir medições provenientes do ERA-Interim ou da interpolação 2D dos dados GPS com extrapolação da informação na vertical através de uma função exponencial negativa. Avaliando globalmente a qualidade das soluções por secções verticais, é verificado que as maiores diferenças de refratividade para as medições de validação estão localizadas no primeiro terço da resolução vertical da grelha, entre os 500 e os 2000 m. Avaliando o erro relativo, é verificado que este valor dispara para os valores de refratividade calculados acima dos 4000 m, sendo registada também uma diminuição dos coeficientes de correlação, que são bastante elevados nas camadas inferiores. Esta característica poderá indicar uma menor precisão obtida na solução dos vóxeis a partir de um certo patamar de altitude. Contudo, os valores de refratividade húmida observados a partir desta altitude são usualmente bastante pequenos. Foi também verificado através da comparação vóxel a vóxel com a referência WRF, que os valores de refratividade nas soluções tomográficas variam bastante em função do posicionamento horizontal do vóxel na grelha, que é particularmente evidente nas altitudes da primeira metade da resolução vertical. Este facto deve-se à dependência do posicionamento horizontal de cada coluna de vóxeis em relação à localização geográfica da rede de estações GNSS, o que vai provocar diferentes níveis de intersecção de observações SWD em cada coluna e consequentemente uma solução tomográfica com uma variação considerável da precisão ao longo da distribuição horizontal da grelha.

A análise estatística global da precisão obtida nas soluções da tomografia produzidas neste trabalho, apesar das diferentes experiências e testes de sensibilidade fazendo variar os dados de entrada, a informação inicial, a resolução da grelha e a introdução de medidas meteorológicas externas, permitiu verificar que a média das diferenças e o erro médio quadrático ficam em geral abaixo dos 1 g/m<sup>3</sup> e 1.5 g/m<sup>3</sup> respetivamente, comparando com perfis de radiossonda, e abaixo dos 0.5 g/m<sup>3</sup> e 1.2 g/m<sup>3</sup> comparando com o WRF.

## 8.2. Sugestões para desenvolvimento de trabalho futuro

A dificuldade na modelação do vapor de água troposférico continuará no futuro a ser um tópico de investigação e desenvolvimento, seguramente por muitos anos. Com este cenário em consideração, é natural que a tomografia GNSS continue a ser melhorada, fornecendo estimativas do vapor de água

troposférico cada vez mais refinadas e próximas da realidade. Nesta secção são propostas algumas sugestões de tarefas que podem ajudar a sua realização.

A aplicação da técnica de tomografia GNSS desenvolvida neste trabalho em outras áreas de estudo será uma tarefa importante para reforçar a fiabilidade e robustez do método implementado, obrigando a uma reconfiguração da grelha 3D aos dados, como por exemplo se se fizer um estudo tomográfico com a rede de estações ao nível do país ou da península ibérica. O crescente número de estações GNSS poderá permitir a melhoria da resolução horizontal da grelha em determinadas áreas, aproximando as soluções da tomografia à resolução quilométrica dos modelos NWP mais modernos.

A obtenção de soluções da tomografia GNSS com dados externos como o InSAR, recorrendo a diferentes datas ou sensores (exemplo: TerraSAR-X), será também importante para validar a metodologia combinada de estimação de mapas 3D do vapor de água. A previsão da operacionalidade de futuras missões SAR, como por exemplo o já ativo Sentinel-1, diminuirá os intervalos de tempo na geração de interferogramas, permitindo a integração destas observações diferenciais no sistema tomográfico, melhorando a qualidade e robustez das soluções 3D de vapor de água obtidas na tomografia. A inclusão de dados PWV provenientes do MODIS e/ou do AIRS numa cadeia de processamento contínua de tomografia GNSS poderá ser uma mais-valia na geração de uma série de soluções da refratividade húmida da atmosfera. Em particular no caso do MODIS é possível a inclusão alternada na cadeia de processamento dos dados provenientes do satélite Terra (órbita descendente) e do satélite Aqua (órbita ascendente), resultando num conjunto de dados adicionais de PWV de pelo menos 4 vezes por cada dia, com possibilidade de atualização do perfil vertical da solução às 12:00 de cada dia para os dados de Lisboa, através do lançamento diário de radiossondagens. A implementação de um filtro de Kalman para ter em conta a variabilidade temporal entre soluções, será também uma mais-valia para o processamento de séries temporais de soluções tomográficas.

A implementação de um sistema de processamento de dados em tempo real para a realização da tomografia GNSS poderá fornecer um conjunto de mapas 3D da distribuição da humidade de forma contínua e com um detalhe que presentemente não é possível de obter com nenhum outro método de observação, facultando desta forma informação que é do maior interesse para comunidade meteorológica, especialmente para aplicações de *nowcasting*. Com a informação da temperatura no perfil vertical é possível converter a refratividade em pressão parcial do vapor de água, resultando numa medição mais facilmente assimilável nos modelos NWP. A avaliação do comportamento da precipitação ao longo de uma série contínua de dados PWV através do processamento do GNSS em mapas 2D, juntamente com a avaliação de mapas 3D obtidos a partir da tomografia, poderá criar condições para o desenvolvimento de um algoritmo 4D mais sofisticado a partir do algoritmo linear proposto neste trabalho de doutoramento, que permita antever a chuva em tempo real.

Os mais recentes desenvolvimentos no processamento de dados GPS em tempo quase real, que é uma pré-condição necessária para a realização da tomografia com aplicabilidade no *nowcasting*, têm vindo a melhorar a precisão na determinação dos parâmetros atmosféricos, que é um fator de importância relevante para a obtenção de mapas de vapor de água precisos através da tomografia GNSS. O desenvolvimento de funções de mapeamento mais sofisticadas para corrigir os erros maiores verificados nas observações com ângulos de vista menos elevados, será também uma tarefa importante para melhorar a precisão dos mapas tomográficos. A utilização das mais recentes técnicas de processamento de dados de vários sistemas, como o multi-GNSS, utilizando recetores capazes de captar os presentes e futuros sistemas GNSS, em particular os 4 mais importantes, GPS, Galileo, GLONASS e BeiDou, será da maior importância para garantir o maior número possível de dados de entrada na realização da tomografia. A obtenção de mapas 3D do vapor de água troposférico “rastreados” por um maior número de observações que cruzam a troposfera, resultará seguramente numa melhoria da precisão da técnica. Se a tomografia GNSS atingir uma precisão

aceitável, os dados de vapor de água obtidos poderão ser utilizados para eliminar ou verificar os artefactos atmosféricos existentes em imagens InSAR ou em outro tipo de imagens óticas ou modelos NWP.



## Referências Bibliográficas

- Adams, D. K., Fernandes, R., Kursinski, E. R., Maia, J. M., Sapucci, L. F., Machado, L. A., Filizola, N., et al. (2011). A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon. *Atmospheric Science Letters*, 12(2), 207-212.
- Adavi, Z., & Mashhadi-Hossainali, M. (2014). 4D tomographic reconstruction of the tropospheric wet refractivity using the concept of virtual reference station, case study: northwest of Iran. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 126(3-4), 193-205.
- Adavi, Z., & Mashhadi-Hossainali, M. (2015). 4D-tomographic reconstruction of water vapor using the hybrid regularization technique with application to the North West of Iran. *Advances in Space Research*, 55(7), 1845-1854.
- Ahmad, S. P., King, M. D., Koziana, C. V., Leptoukh, G. G., Serafino, G. N., & Sharma, A. K. (2002, January). MODIS Cloud, Aerosol, and Water Vapor Products for Climate and Global Change Studies. In *13th Symposium on Global Change and Climate Variations* (pp. 13-17).
- Aranzulla, M., & Puglisi, G. (2015). GPS tomography tests for DInSAR applications on Mt. Etna. *Annals of Geophysics*, 58(3), S0329.
- Askne, J., & Nordius, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22(3), 379-386.
- Baker, H. C., Dodson, A. H., Penna, N. T., Higgins, M., & Offiler, D. (2001). Ground-based GPS water vapour estimation: potential for meteorological forecasting. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(12), 1305-1314.
- Bar-Sever, Y. E., Kroger, P. M., & Borjesson, J. A. (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3), 5019-5035.
- Bastin, S., Champollion, C., Bock, O., Drobinski, P., & Masson, F. (2005). On the use of GPS tomography to investigate water vapor variability during a Mistral/sea breeze event in southeastern France. *Geophysical research letters*, 32(5).
- Bastin, S., Champollion, C., Bock, O., Drobinski, P., & Masson, F. (2007). Diurnal cycle of water vapor as documented by a dense GPS network in a coastal area during ESCOMPTE IOP2. *Journal of applied meteorology and climatology*, 46(2), 167-182.
- Bauer, H. S., Wulfmeyer, V., Schwitalla, T., Zus, F., & Grzeschik, M. (2011). Operational assimilation of GPS slant path delay measurements into the MM5 4DVAR system. *Tellus A*, 63(2), 263-282.
- Bender, M., & Raabe, A. (2007). Preconditions to ground based GPS water vapour tomography. In *Annales geophysicae* (Vol. 25, No. 8, pp. 1727-1734).
- Bender, M., Dick, G., Wickert, J., Schmidt, T., Song, S., Gendt, G., Maorong, G., & Rothacher, M. (2008). Validation of GPS slant delays using water vapour radiometers and weather models. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(6), 807-812.
- Bender, M., Dick, G., Wickert, J., Ramatschi, M., Ge, M., Gendt, G., Rothacher, M., Raabe, A., & Tetzlaff, G. (2009). Estimates of the information provided by GPS slant data observed in Germany regarding tomographic applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6).
- Bender, M., Dick, G., Ge, M., Deng, Z., Wickert, J., Kahle, H. G., Raabe, A., & Tetzlaff, G. (2011a). Development of a GNSS water vapour tomography system using algebraic reconstruction techniques. *Advances in Space Research*, 47(10), 1704-1720.

- Bender, M., Stosius, R., Zus, F., Dick, G., Wickert, J., & Raabe, A. (2011b). GNSS water vapour tomography—Expected improvements by combining GPS, GLONASS and Galileo observations. *Advances in Space Research*, 47(5), 886-897.
- Benevides, P. (2009). *Aplicação da Interferometria Radar no estudo de deslizamentos de terra na região de Lisboa*. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa.
- Benevides P, Catalão, J., & Miranda, P.M.A. (2013a). Análise da relação entre o atraso troposférico GPS e a precipitação intensa. APMG 2013 - 8º *Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG*, 18 a 20 de Março de 2013, Ericeira, Portugal.
- Benevides, P., Catalão, J., Miranda, P., & Chinita, M. J. (2013b). Analysis of the relation between GPS tropospheric delay and intense precipitation. In *SPIE Remote Sensing* (pp. 88900Y-88900Y). International Society for Optics and Photonics.
- Benevides, P., Catalão, J., & Miranda, P. M. (2014). Experimental GNSS tomography study in Lisbon (Portugal). *Física de la Tierra*, (26), 65-79.
- Benevides, P., Catalão, J., & Miranda, P. M. A. (2015a). On the inclusion of GPS precipitable water vapour in the nowcasting of rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(12), 2605-2616.
- Benevides, P., Catalão, J., & Miranda, P. (2015b). GPS tomographic experiment on water vapour dynamics in the troposphere over Lisbon. *EGU General Assembly 2015*, held 12-17 April, 2015 in Vienna.
- Benevides, P., Nico, G., Catalão, J., & Miranda, P. (2015c). Merging SAR interferometry and GPS tomography for high-resolution mapping of 3D tropospheric water vapour. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International* (pp. 3607-3610). IEEE.
- Benevides, P., Nico, G., Catalão, J., & Miranda, P. (2015d). Can Galileo increase the accuracy and spatial resolution of the 3D tropospheric water vapour reconstruction by GPS tomography?. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2015 IEEE International* (pp. 3603-3606). IEEE.
- Benevides, P., Catalão, J., Nico, G., & Miranda, P. M. (2015e). Inclusion of high resolution MODIS maps on a 3D tropospheric water vapor GPS tomography model. In *SPIE Remote Sensing* (pp. 96400R-96400R). International Society for Optics and Photonics.
- Benevides, P.; Nico, G., Catalão, J., & Miranda, P.M.A. (2016a). Bridging InSAR and GPS Tomography: A New Differential Geometrical Constraint, in *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, vol. 54, no. 2, pp. 697-702, Feb. 2016, doi: 10.1109/TGRS.2015.2463263.
- Benevides, P., Nico, G., Catalão, J., & Miranda, P.M.A. (2016b). Simulated analysis of Galileo and GPS integration for GNSS Tomography, Submetido a *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., Simmons, A., et al. (2011). *The ERA-Interim archive Version 2.0, ERA Report Series 1*, ECMWF, Shinfield Park. Reading, UK, 13177.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., & Ware, R. H. (1992). GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D14), 15787-15801.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C., & Ware, R. H. (1994). GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of applied meteorology*, 33(3), 379-386.
- Bi, Y., Mao, J., & Li, C. (2006). Preliminary results of 4-D water vapor tomography in the troposphere using GPS. *Advances in atmospheric sciences*, 23, 551-560.
- Bock, O., Doerflinger, E., Masson, F., Walpersdorf, A., Van-Baelen, J., Tarniewicz, J., Troller, M., Somieski, A., Geiger, A., & Bürki, B. (2004). GPS water vapor project associated to the ESCOMPTE programme: description and first results of the field experiment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(2), 149-157.

- Bock, O., Bouin, M. N., Walpersdorf, A., Lafore, J. P., Janicot, S., Guichard, F., & Agustí-Panareda, A. (2007). Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independent observations and NWP model reanalyses over Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(629), 2011-2027.
- Boehm, J., Werl, B., & Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2).
- Boehm, J., Heinkelmann, R., & Schuh, H. (2007). Short note: a global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy*, 81(10), 679-683.
- Boniface, K., Champollion, C., Chery, J., Ducrocq, V., Rocken, C., Doerflinger, E., & Collard, P. (2012). Potential of shipborne GPS atmospheric delay data for prediction of Mediterranean intense weather events. *Atmospheric Science Letters*, 13(4), 250-256.
- Bosy, J., Rohm, W., Borkowski, A., Kroszczynski, K., & Figurski, M. (2010). Integration and verification of meteorological observations and NWP model data for the local GNSS tomography. *Atmospheric Research*, 96(4), 522-530.
- Bosy, J., Kaplon, J., Rohm, W., Sierny, J., & Hadas, T. (2012). Near real-time estimation of water vapour in the troposphere using ground GNSS and the meteorological data. In *Annales Geophysicae* (Vol. 30, No. 9, pp. 1379-1391). Copernicus GmbH.
- Borbas, E. E., Seaman, S. W., Kern, A., Moy, L., Li, J., Gumley, L., & Menzel, W. P. (2011). *MODIS Atmospheric Profile Retrieval Algorithm Theoretical Basis Document: Collection 6*. University of Wisconsin--Madison.
- Borbas, E., et al. (2015). *MODIS Atmosphere L2 Atmosphere Profile Product*. NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center: [http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD07\\_L2.006](http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD07_L2.006)
- Braun, J., Rocken, C., & Ware, R. (2001). Validation of line-of-sight water vapor measurements with GPS. *Radio Science*, 36(3), 459-472.
- Braun, J., & Rocken, C. (2003). Water vapor tomography within the planetary boundary layer using GPS. In *International Workshop on GPS Meteorology* (Vol. 14717).
- Braun, J., Rocken, C., & Liljegren, J. (2003). Comparisons of line-of-sight water vapor observations using the global positioning system and a pointing microwave radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(5), 606-612.
- Braun, J. (2004). *Remote sensing of atmospheric water vapor with the Global Positioning System*. Doctoral dissertation, University of Colorado.
- Brenot, H., Ducrocq, V., Walpersdorf, A., Champollion, C., & Caumont, O. (2006). GPS zenith delay sensitivity evaluated from high-resolution numerical weather prediction simulations of the 8–9 September 2002 flash flood over southeastern France. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D15).
- Brenot, H., Walpersdorf, A., Reverdy, M., Van Baelen, J., Ducrocq, V., Champollion, C., Masson, F., Doerflinger, E., Collard, P., & Giroux, P. (2014). A GPS network for tropospheric tomography in the framework of the Mediterranean hydrometeorological observatory Cévennes-Vivarais (southeastern France). *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(2), 553-578.
- Byun, S. H., & Bar-Sever, Y. E. (2009). A new type of troposphere zenith path delay product of the international GNSS service. *Journal of Geodesy*, 83(3-4), 1-7.
- Catalao, J. (2006). Iberia-Azores Gravity Model (IAGRM) using multi-source gravity data. *Earth, planets and space*, 58(3), 277-286.
- Catalão, J., Nico, G., Hanssen, R., & Catita, C. (2011). Merging GPS and atmospherically corrected InSAR data to map 3-D terrain displacement velocity. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(6), 2354-2360.

- Champollion, C., Masson, F., Van Baelen, J., Walpersdorf, A., Chéry, J., & Doerflinger, E. (2004). GPS monitoring of the tropospheric water vapor distribution and variation during the 9 September 2002 torrential precipitation episode in the Cévennes (southern France). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D24).
- Champollion, C., Masson, F., Bouin, M. N., Walpersdorf, A., Doerflinger, E., Bock, O., & Van Baelen, J. (2005). GPS water vapour tomography: preliminary results from the ESCOMPTE field experiment. *Atmospheric research*, 74(1), 253-274.
- Champollion, C., (2006). *Quantification de la vapeur d'eau troposphérique par GPS (modèles 2D et tomographies 3D) - Application aux précipitations intenses*. Thèse de doctorat, Université Montpellier.
- Champollion, C., Flamant, C., Bock, O., Masson, F., Turner, D. D., & Weckwerth, T. (2009). Mesoscale GPS tomography applied to the 12 June 2002 convective initiation event of IHOP\_2002. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(640), 645-662.
- Camps-Valls, G., Muñoz-Marí, J., Gómez-Chova, L., Guanter, L., & Calbet, X. (2012). Nonlinear statistical retrieval of atmospheric profiles from MetOp-IASI and MTG-IRS infrared sounding data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 50(5), 1759-1769.
- Chen, G., & Herring, T. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20489-20502.
- Chen, B., & Liu, Z. (2014). Voxel-optimized regional water vapor tomography and comparison with radiosonde and numerical weather model. *Journal of Geodesy*, 88(7), 691-703.
- Constantinescu, A., & Landry, R. J. (2005). GPS/Galileo/GLONASS hybrid satellite constellation simulator-GPS constellation validation analysis. In *The Institute of Navigation 61st Annual Meeting* (pp. 733-737).
- Cucurull, L., Vandenberghe, F., Barker, D., Vilaclara, E., & Rius, A. (2004). Three-dimensional variational data assimilation of ground-based GPS ZTD and meteorological observations during the 14 December 2001 storm event over the western Mediterranean Sea. *Monthly Weather Review*, 132(3), 749-763.
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E., & Elgered, G. (1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio science*, 20(6), 1593-1607.
- Davis, J. L., Elgered, G., Niell, A. E., & Kuehn, C. E. (1993). Ground-based measurement of gradients in the "wet" radio refractivity of air. *Radio Science*, 28(6), 1003-1018.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Bechtold, P., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- Dow, J. M., Neilan, R. E., Weber, R., & Gendt, G. (2007). Galileo and the IGS: Taking advantage of multiple GNSS constellations. *Advances in Space Research*, 39(10), 1545-1551.
- Elosegui, P., Ruis, A., Davis, J. L., Ruffini, G., Keihm, S. J., Bürki, B., & Kruse, L. P. (1998). An experiment for estimation of the spatial and temporal variations of water vapor using GPS data. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(1), 125-130.
- Elosegui, P., Davis, J. L., Gradinarsky, L. P., Elgered, G., Johansson, J. M., Tahmoush, D. A., & Rius, A. (1999). Sensing atmospheric structure using small-scale space geodetic networks. *Geophys. Res. Lett*, 26(16), 2445-2448.
- Emardson, T. R., Elgered, G., & Johansson, J. M. (1998). Three months of continuous monitoring of atmospheric water vapor with a network of Global Positioning System receivers. *Journal of geophysical research*, 103(D2), 1807-1820.
- Eresmaa, R., & Järvinen, H. (2006). An observation operator for ground-based GPS slant delays. *Tellus A*, 58(1), 131-140.



- Fernandes, M. J., Pires, N., Lázaro, C., & Nunes, A. L. (2013). Tropospheric delays from GNSS for application in coastal altimetry. *Advances in Space Research*, 51(8), 1352-1368.
- Flores, A., Ruffini, G., & Rius, A. (2000). 4D tropospheric tomography using GPS slant wet delays. In *Annales Geophysicae* (Vol. 18, No. 2, pp. 223-234). Springer-Verlag.
- Flores, A., De Arellano, J. V. G., Gradinarsky, L. P., & Rius, A. (2001). Tomography of the lower troposphere using a small dense network of GPS receivers. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 39(2), 439-447.
- Foelsche, U., & Kirchengast, G. (2001). Tropospheric water vapor imaging by combination of ground-based and spaceborne GNSS sounding data. *J. Geophys. Res.*, 106(27), 221-27.
- Fry, J. L., Graf, H. F., Grotjahn, R., Raphael, M., Saunders, C., & Whitaker, R. (2010). *Encyclopedia of weather and climate change*. University of California Press.
- Gao, B. C., & Kaufman, Y. J. (1998). *Algorithm Technical Background Document: The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm Product ID: MOD05-Total Precipitable Water*. Disponível online: [http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/docs/atbd\\_mod03.pdf](http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/docs/atbd_mod03.pdf)
- Gao, B., et al., (2015). *MODIS Atmosphere L2 Water Vapor Product*. NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center, USA: [http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD05\\_L2.00](http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD05_L2.00).
- Gradinarsky, L. P., Haas, R., Elgered, G., & Johansson, J. M. (2000). Wet path delay and delay gradients inferred from microwave radiometer, GPS and VLBI observations. *Earth, planets and space*, 52(10), 695-698.
- Gradinarsky, L., & Jarlemark, P. (2002). GPS tomography using the permanent network in Goteborg: simulations. In *Position Location and Navigation Symposium*, 2002 IEEE (pp. 128-133). IEEE.
- Gradinarsky, L. P., & Jarlemark, P. (2004). Ground-based GPS tomography of water vapor: Analysis of simulated and real data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B), 551—560.
- Haan, S. D., & Marel, H. (2008). Observing three dimensional water vapour using a surface network of GPS receivers. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 8(5), 17193-17235.
- Haase, J., Ge, M., Vedel, H., & Calais, E. (2003). Accuracy and variability of GPS tropospheric delay measurements of water vapor in the western Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology*, 42(11), 1547-1568.
- Hahn, J. H., & Powers, E. D. (2005). Implementation of the GPS to Galileo time offset (GGTO). In *Frequency Control Symposium and Exposition, 2005*. Proceedings of the 2005 IEEE International (pp. 5-pp). IEEE.
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar interferometry: data interpretation and error analysis* (Vol. 2). Springer Science & Business Media.
- Herring, T., King, R., & McClusky, S. (2010). *GAMIT/GLOBK Reference Manuals, Release 10.4*. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.
- Hirahara, K. (2000). Local GPS tropospheric tomography. *Earth, planets and space*, 52(11), 935-939.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Wasle, E. (2008). *GNSS—global navigation satellite systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer Science & Business Media.
- Hogg, D. C., Guiraud, F. O., & Decker, M. T. (1981). Measurement of excess radio transmission length on earth-space paths. *Astronomy and Astrophysics*, 95, 304-307.
- Hooper, A., Segall, P., & Zebker, H. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B7).
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Iguchi, T., et al. (2014). The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5), 701-722.

- Hubanks, P. A. (2005). *MODIS Atmosphere QA Plan for Collection 006*. Greenbelt, MD USA, NASA Goddard Space Flight Center, 57.
- Inoue, H. Y., & Inoue, T. (2007). Characteristics of the water-vapor field over the Kanto district associated with summer thunderstorm activities. *SOLA*, 3, 101-104.
- Iwasaki, H., & Miki, T. (2001). Observational Study on the Diurnal Variation in Precipitable Water Associated with the Thermally Induced Local Circulation over the "Semi-Basin" around Maebashi using GPS Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 79 (5P), 1077-1091.
- Jarraud, M. (2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation* (WMO-No. 8). World Meteorological Organisation: Geneva, Switzerland.
- Jin, S., & Wang, J. (2010). Impacts of stochastic modeling on GPS-derived ZTD estimations. *Proceeding of ION GNSS 2004*, Sep. 21-24, California, USA
- Jin, S., Park, J. U., Cho, J. H., & Park, P. H. (2007). Seasonal variability of GPS-derived zenith tropospheric delay (1994–2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D9).
- Jin, S., Luo, O. F., & Gleason, S. (2009). Characterization of diurnal cycles in ZTD from a decade of global GPS observations. *Journal of Geodesy*, 83(6), 537-545.
- Kampes, B. M., Hanssen, R. F., & Perski, Z. (2003). Radar interferometry with public domain tools. In *Proceedings of FRINGE* (pp. 1-5).
- Karabatić, A., Weber, R., & Haiden, T. (2011). Near real-time estimation of tropospheric water vapour content from ground based GNSS data and its potential contribution to weather now-casting in Austria. *Advances in Space Research*, 47(10), 1691-1703.
- Koulali, A., Ouazar, D., Bock, O., & Fadil, A. (2012). Study of seasonal-scale atmospheric water cycle with ground-based GPS receivers, radiosondes and NWP models over Morocco. *Atmospheric Research*, 104, 273-291.
- Labbouz, L., Van Baelen, J., Tridon, F., Reverdy, M., Hagen, M., Bender, M., Dick, G., Gorgas, T., & Planche, C. (2013). Precipitation on the lee side of the Vosges Mountains: Multi-instrumental study of one case from the COPS campaign. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(4), 413-432.
- Lagler, K., Schindelegger, M., Böhm, J., Krásná, H., & Nilsson, T. (2013). GPT2: Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical research letters*, 40(6), 1069-1073.
- Leandro, R. F., Langley, R. B., & Santos, M. C. (2008). UNB3m\_pack: a neutral atmosphere delay package for radiometric space techniques. *GPS Solutions*, 12(1), 65-70.
- Li, X., Dick, G., Ge, M., Heise, S., Wickert, J., & Bender, M. (2014). Real-time GPS sensing of atmospheric water vapor: Precise point positioning with orbit, clock, and phase delay corrections. *Geophysical Research Letters*, 41(10), 3615-3621.
- Li, X., Ge, M., Dai, X., Ren, X., Fritsche, M., Wickert, J., & Schuh, H. (2015a). Accuracy and reliability of multi-GNSS real-time precise positioning: GPS, GLONASS, BeiDou, and Galileo. *Journal of Geodesy*, 89(6), 607-635.
- Li, X., Dick, G., Lu, C., Ge, M., Nilsson, T., Ning, T., Wickert, J., & Schuh, H. (2015b). Multi-GNSS Meteorology: Real-Time Retrieving of Atmospheric Water Vapor From BeiDou, Galileo, GLONASS, and GPS Observations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 53(12), 6385-6393.
- Lutz, S. L. (2008). *High-resolution GPS tomography in view of hydrological hazard assessment*. Doctoral dissertation, Diss., Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zürich, Nr. 17675.
- Lutz, S., Troller, M., Perler, D., Geiger, A., & Kahle, H. G. (2010). Better weather prediction using GPS. *GPS World*, 21(7), 40-47.
- MacDonald, A. E., Xie, Y., & Ware, R. H. (2002). Diagnosis of three-dimensional water vapor using a GPS network. *Monthly Weather Review*, 130(2), 386-3

- Manning, T., Zhang, K., Rohm, W., Choy, S., & Hurter, F. (2012). Detecting severe weather in Australia using GPS tomography. *Journal of Global Positioning Systems*, 11(1), 58-70.
- Manning, T. (2013). *Sensing the dynamics of severe weather using 4D GPS tomography in the Australian region*. Doctoral dissertation, RMIT, University Melbourne, Australia).
- Mateus, P. (2013). *Mitigação dos efeitos atmosféricos em Interferometria SAR*. Tese de Doutorado, Universidade de Lisboa.
- Mateus, P., Nico, G., Tomé, R., Catalao, J., & Miranda, P. M. (2013a). Experimental study on the atmospheric delay based on GPS, SAR interferometry, and numerical weather model data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 51(1), 6-11.
- Mateus, P., Nico, G., & Catalão, J. (2013b). Can spaceborne SAR interferometry be used to study the temporal evolution of PWV?. *Atmospheric Research*, 119, 70-80.
- Mateus, P., Nico, G., & Catalao, J. (2014). Maps of PWV Temporal Changes by SAR Interferometry: A Study on the Properties of Atmosphere's Temperature Profiles. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 11(12), 2065-2069.
- Mateus, P., Nico, G., & Catalao, J. (2015). Uncertainty Assessment of the Estimated Atmospheric Delay Obtained by a Numerical Weather Model (NMW). *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 53(12), 6710-6717.
- Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*. Academic press.
- Mehartash, M. (2008). *GPS Navigation Toolbox*. Engineering and Computer Science, Instruction Manual.
- Miranda, P. M. (2001). *Meteorologia e ambiente*. Universidade Aberta.
- Miranda, P. M. A., Alves, J. M. R., & Serra, N. (2013). Climate change and upwelling: response of Iberian upwelling to atmospheric forcing in a regional climate scenario. *Climate dynamics*, 40(11-12), 2813-2824.
- Montenbruck, O., Steigenberger, P., Khachikyan, R., Weber, G., Langley, R. B., Mervart, L., & Hugentobler, U. (2014). IGS-MGEX: preparing the ground for multi-constellation GNSS science. *Inside GNSS*, 9(1), 42-49.
- Nicholson, N. A., Skone, S., Cannon, M. E., Lachapelle, G., & Luo, N. (2005). Regional tropospheric tomography based on real-time double difference observables. *Proceedings of ION GNSS 2005*, 269-280.
- Nico, G., & Fortuny, J. (2003). Using the matrix pencil method to solve phase unwrapping. *IEEE transactions on signal processing*, 51(3), 886-888.
- Nico, G., Tome, R., Catalao, J., & Miranda, P. M. (2011). On the use of the WRF model to mitigate tropospheric phase delay effects in SAR interferograms. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 49(12), 4970-4976.
- Niell, A. E. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3227-3246.
- Niell, A. E. (2001). Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(6), 475-480.
- Nilsson, T., & Gradinarsky, L. (2006). Water vapor tomography using GPS phase observations: simulation results. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 44(10), 2927-2941.
- Nilsson, T., Gradinarsky, L., & Elgered, G. (2007). Water vapour tomography using GPS phase observations: Results from the ESCOMPTE experiment. *Tellus A*, 59(5), 674-682.
- Noguchi, W., Yoshihara, T., Tsuda, T., & Hirahara, K. (2004). Time-height distribution of water vapor derived by moving cell tomography during Tsukuba GPS campaigns. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B), 561-568.

- Notarpietro, R., Cucca, M., Gabella, M., Venuti, G., & Perona, G. (2011). Tomographic reconstruction of wet and total refractivity fields from GNSS receiver networks. *Advances in Space Research*, 47(5), 898-912.
- Ortiz de Galisteo, J. P., Bennouna, Y., Toledano, C., Cachorro, V., Romero, P., Andrés, M. I., & Torres, B. (2014). Analysis of the annual cycle of the precipitable water vapour over Spain from 10-year homogenized series of GPS data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(679), 397-406.
- Perler, D., Geiger, A., & Hurter, F. (2011). 4D GPS water vapor tomography: new parameterized approaches. *Journal of Geodesy*, 85(8), 539-550.
- Reverdy, M. (2008). *Estimation des paramètres atmosphériques par GPS: analyse de la variabilité spatio-temporelle de la vapeur d'eau*. Doctoral dissertation, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II.
- Rius, A., Ruffini, G., & Cucurull, L. (1997). Improving the vertical resolution of ionospheric tomography with GPS occultations. *Geophysical Research Letters*, 24(18), 2291-2294.
- Rocken, C., Hove, T. V., Johnson, J., Solheim, F., Ware, R., Bevis, M., Chiswell, S., & Businger, S. (1995). GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(3), 468-478.
- Rohm, W., & Bosy, J. (2009). Local tomography troposphere model over mountains area. *Atmospheric Research*, 93(4), 777-783.
- Rohm, W., & Bosy, J. (2011). The verification of GNSS tropospheric tomography model in a mountainous area. *Advances in Space Research*, 47(10), 1721-1730.
- Rohm, W. (2012). The precision of humidity in GNSS tomography. *Atmospheric research*, 107, 69-75.
- Rohm, W. (2013). The ground GNSS tomography–unconstrained approach. *Advances in Space Research*, 51(3), 501-513.
- Rohm, W., Yuan, Y., Biadeglne, B., Zhang, K., & Le Marshall, J. (2014a). Ground-based GNSS ZTD/IWV estimation system for numerical weather prediction in challenging weather conditions. *Atmospheric Research*, 138, 414-426.
- Rohm, W., Zhang, K., & Bosy, J. (2014b). Limited constraint, robust Kalman filtering for GNSS troposphere tomography. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(5), 1475-1486.
- Ruffini, G., Flores, A., & Rius, A. (1998). GPS tomography of the ionospheric electron content with a correlation functional. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 36(1), 143-153.
- Ruffini, G., Kruse, L. P., Rius, A., Bürki, B., Cucurull, L., & Flores, A. (1999). Estimation of tropospheric zenith delay and gradients over the Madrid area using GPS and WVR data. *Geophysical research letters*, 26(4), 447-450.
- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The use of artificial satellites for geodesy*, 247-251.
- Seco, A., Ramírez, F., Serna, E., Prieto, E., García, R., Moreno, A., Priego, J. E., et al., (2012). Rain pattern analysis and forecast model based on GPS estimated atmospheric water vapor content. *Atmospheric environment*, 49, 85-93.
- Seko, H., Shimada, S., Nakamura, H., & Kato, T. (2000). Three-dimensional distribution of water vapor estimated from tropospheric delay of GPS data in a mesoscale precipitation system of the Baiu front. *Earth, planets and space*, 52(11), 927-933.
- Seko, H., Nakamura, H., Shoji, Y., & Iwabuchi, T. (2004). The Meso-gamma scale Water Vapor Distribution Associated with a Thunderstorm Calculated from a Dense Network of GPS Receivers. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(1B), 569-586.

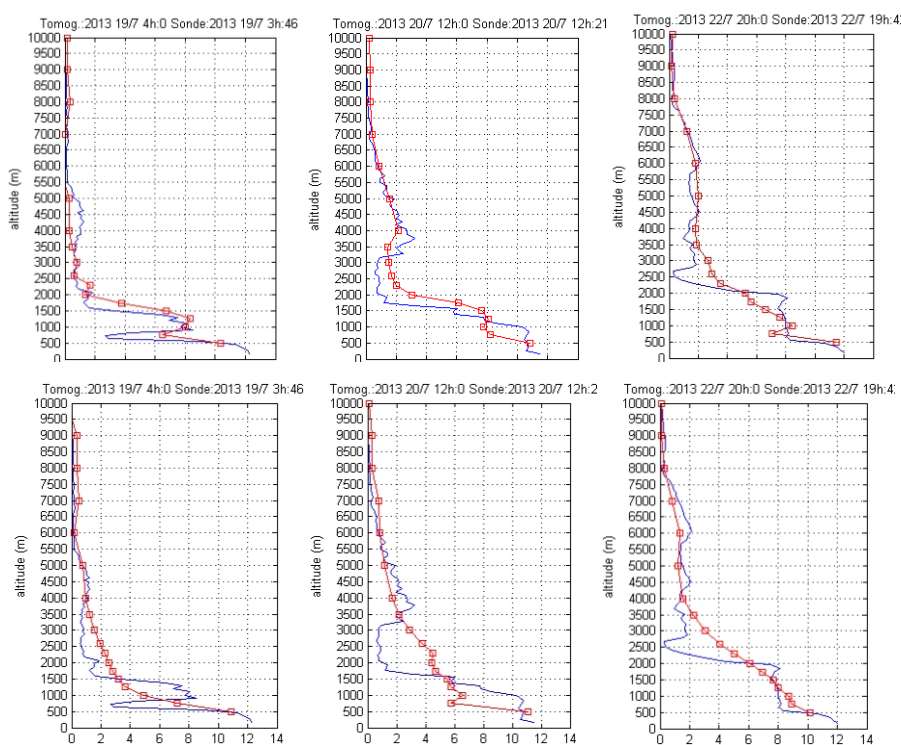
- Shangguan, M., Bender, M., Ramatschi, M., Dick, G., Wickert, J., Raabe, A., & Galas, R. (2013). GPS tomography: validation of reconstructed 3-D humidity fields with radiosonde profiles. In *Annales Geophysicae* (Vol. 31, No. 9, pp. 1491-1505). Copernicus Publications (EGU).
- Shangguan, M. (2014). *Analysis and derivation of the spatial and temporal distribution of water vapor from GNSS observations*, Doctoral dissertation, Technischen Universität Berlin.
- Shoji, Y. (2013). Retrieval of water vapor inhomogeneity using the Japanese nationwide GPS array and its potential for prediction of convective precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 91(1), 43-62.
- Shrestha, S. M. (2003). *Investigations into the estimation of tropospheric delay and wet refractivity using GPS measurements*. Master Thesis, University of Calgary, Department of Geomatics Engineering.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., & Powers, J. G. (2005). *A description of the advanced research WRF version 2* (No. NCAR/TN-468+ STR). National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div.
- Skone, S., & Hoyle, V. (2005). Troposphere modeling in a regional GPS network. *Journal of Global Positioning Systems*, 4(1-2), 230-239.
- Snajdrova, K., Boehm, J., Willis, P., Haas, R., & Schuh, H. (2006). Multi-technique comparison of tropospheric zenith delays derived during the CONT02 campaign. *Journal of Geodesy*, 79(10-11), 613-623.
- Soares, P. M., Cardoso, R. M., Miranda, P., Viterbo, P., & Belo-Pereira, M. (2012a). Assessment of the ENSEMBLES regional climate models in the representation of precipitation variability and extremes over Portugal. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D7).
- Soares, P. M., Cardoso, R. M., Miranda, P. M., de Medeiros, J., Belo-Pereira, M., & Espirito-Santo, F. (2012b). WRF high resolution dynamical downscaling of ERA-Interim for Portugal. *Climate Dynamics*, 39(9-10), 2497-2522.
- Solheim, F. S., Vivekanandan, J., Ware, R. H., & Rocken, C. (1999). Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates. *Journal of geophysical research*, 104(D8), 9663-9670.
- Steigenberger, P., Tesmer, V., Krügel, M., Thaller, D., Schmid, R., Vey, S., & Rothacher, M. (2007). Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients. *Journal of Geodesy*, 81(6-8), 503-514.
- Teke, K., Boehm, J., Nilsson, T., Schuh, H., Steigenberger, P., Dach, R., Heinkelmann, R., Willis, P., Haas, R., García-Espada, S., Hobiger, T., Ichikawa, R., & Shimizu, S. (2011). Multi-technique comparison of troposphere zenith delays and gradients during CONT08. *Journal of Geodesy*, 85(7), 395-413.
- Thayer, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9(10), 803-807.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D., & Hendy, M. (1998). Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D22), 28701-28710.
- Tregoning, P., & van Dam, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32(22).
- Tregoning, P., & Herring, T. A. (2006). Impact of a priori zenith hydrostatic delay errors on GPS estimates of station heights and zenith total delays. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Trigo, R. M., Zêzere, J. L., Rodrigues, M. L., & Trigo, I. F. (2005). The influence of the North Atlantic Oscillation on rainfall triggering of landslides near Lisbon. *Natural Hazards*, 36(3), 331-354.
- Troller, M., Bürki, B., Cocard, M., Geiger, A., & Kahle, H. G. (2002). 3-D refractivity field from GPS double difference tomography. *Geophysical research letters*, 29(24).

- Troller, M., Geiger, A., Brockmann, E., Bettems, J. M., Bürki, B., & Kahle, H. G. (2006a). Tomographic determination of the spatial distribution of water vapor using GPS observations. *Advances in Space Research*, 37(12), 2211-2217.
- Troller, M., Geiger, A., Brockmann, E., & Kahle, H. G. (2006b). Determination of the spatial and temporal variation of tropospheric water vapour using CGPS networks. *Geophysical Journal International*, 167(2), 509-520.
- Undertaking, G. J. (2008). *Galileo open service. Signal in space interface control document (OS SIS ICD) Draft 1*. Eur. Space Agency/Eur. GNSS Supervisory Authority, Brussels, Belgium, Tech. Rep.
- Van Baelen, J., Aubagnac, J. P., & Dabas, A. (2005). Comparison of near-real time estimates of integrated water vapor derived with GPS, radiosondes, and microwave radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(2), 201-210.
- Van Baelen, J., Reverdy, M., Tridon, F., Labbouz, L., Dick, G., Bender, M., & Hagen, M. (2011). On the relationship between water vapour field evolution and the life cycle of precipitation systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(S1), 204-223.
- Vedel, H., Huang, X. Y., Haase, J., Ge, M., & Calais, E. (2004). Impact of GPS zenith tropospheric delay data on precipitation forecasts in Mediterranean France and Spain. *Geophysical research letters*, 31(2).
- Ware, R., Rocken, C., Solheim, F., Exner, M., Schreiner, W., Anthes, R., Businger, S., Hardy, K., et al. (1996). GPS sounding of the atmosphere from low Earth orbit: Preliminary results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(1), 19-40.
- Ware, R., Alber, C., Rocken, C., & Solheim, F. (1997). Sensing integrated water vapor along GPS ray paths. *Geophysical Research Letters*, 24(4), 417-420.
- Wulfmeyer, V., Hardesty, R. M., Turner, D. D., Behrendt, A., Cadeddu, M. P., Di Girolamo, P., Schlüssel, P., Van Baelen, J., & Zus, F. (2015). A review of the remote sensing of lower tropospheric thermodynamic profiles and its indispensable role for the understanding and the simulation of water and energy cycles. *Reviews of Geophysics*, 53(3), 819-895.
- Xia, P., Cai, C., & Liu, Z. (2013). GNSS troposphere tomography based on two-step reconstructions using GPS observations and COSMIC profiles. In *Annales Geophysicae* (Vol. 31, No. 10, pp. 1805-1815). Copernicus GmbH.
- Xiaoying, W., Wang, X., Dai, Z., Ke, F., Cao, Y., Wang, F., & Song, L. (2014a). Tropospheric wet refractivity tomography based on the BeiDou satellite system. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31(2), 355-362.
- Xiaoying, W., Ziqiang, D., Enhong, Z., Fuyang, K. E., Yunchang, C., & Lianchun, S. (2014b). Tropospheric wet refractivity tomography using multiplicative algebraic reconstruction technique. *Advances in Space Research*, 53(1), 156-162.
- Yan, X., Ducrocq, V., Poli, P., Hakam, M., Jaubert, G., & Walpersdorf, A. (2009). Impact of GPS zenith delay assimilation on convective-scale prediction of Mediterranean heavy rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D3).
- Yunchang, C., Chen, Y., & Li, P. (2006). Wet refractivity tomography with an improved Kalman-filter method. *Advances in Atmospheric Sciences*, 23, 693-699.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4), 7547-7563.
- Zhang, K., Manning, T., Wu, S., Rohm, W., Silcock, D., & Choy, S. (2015). Capturing the signature of severe weather events in Australia using GPS measurements. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, IEEE Journal of, 8(4), 1839-1847.

## Anexos

### Anexo A. Série temporal campanha SMOG

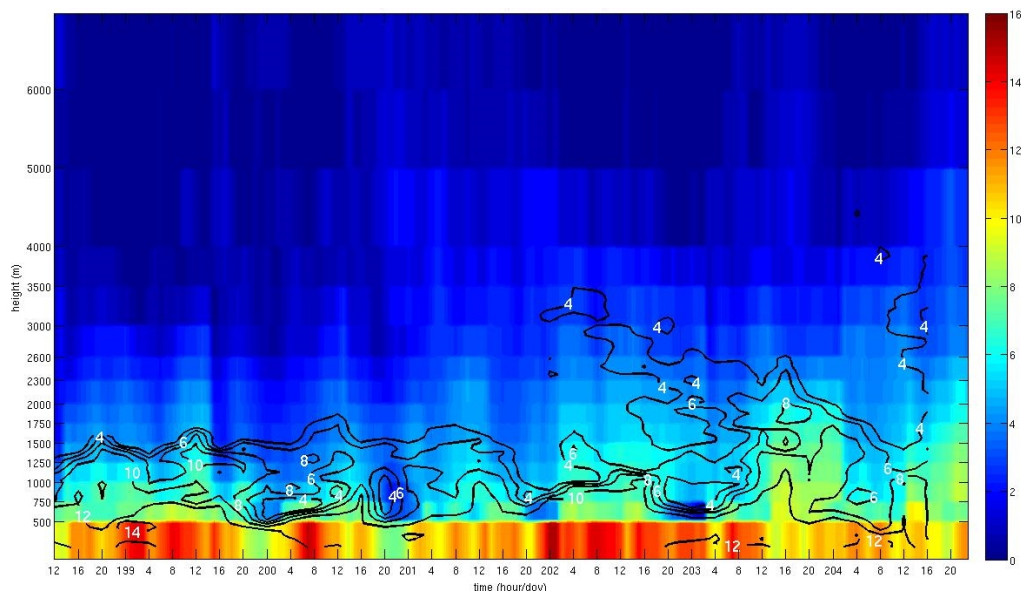
Neste anexo é apresentado um conjunto de resultados da campanha de campo realizada no âmbito do projeto SMOG, introduzida anteriormente na secção 3.1, onde é feita uma experiência de adensamento da rede de estações GNSS em Lisboa (ver Figura 3.4). Alguns resultados preliminares utilizando estes dados já foram publicados numa conferência internacional (Benevides et al., 2015b). Nesta experiência as soluções da tomografia são processadas continuamente, a cada hora, durante uma campanha de lançamento de radiossondas na região, de 4 em 4 horas, que durou de 17 a 23 de julho de 2013. Neste trabalho são geradas duas séries temporais de tomografia; uma iniciando e atualizando as soluções com o perfil da radiossonda às 12 horas de cada dia, e outra com aquisições de imagens de satélite AIRS localizadas no interior da área de estudo. Quando as soluções não são iniciadas ou atualizadas, a da hora corrente tem como solução *a priori* o resultado da tomografia na hora anterior. As imagens AIRS são adquiridas 2 vezes por dia sobre a região de Lisboa (entre as 2:00-3:00 e 13:00-14:00), fornecendo dados meteorológicos estratificados por camada em 14 níveis de pressão (8 níveis até aos 10 km de altitude), num píxel de dimensão espacial de cerca de 40 km<sup>2</sup>. A refratividade húmida é determinada aplicando a mesma metodologia utilizada para os perfis verticais das sondas (ver secção 3.4.1), com interpolação vertical para os níveis médios da resolução vertical da tomografia. Na Figura A.1 são apresentadas 3 épocas para comparação de perfis verticais das séries de soluções da tomografia com as radiossondagens.



**Figura A.1:** Comparação de perfis das sondas (azul) com as soluções da tomografia (vermelho) (perfil central  $x=3, y=3$ ), na primeira linha forçada com sondas e na segunda forçada com dados AIRS. À esquerda perfil das 4:00, dia 19; ao centro perfil das 12:00, dia 20; e à direita perfil das 20:00, dia 22. Unidades em g/m<sup>3</sup>.

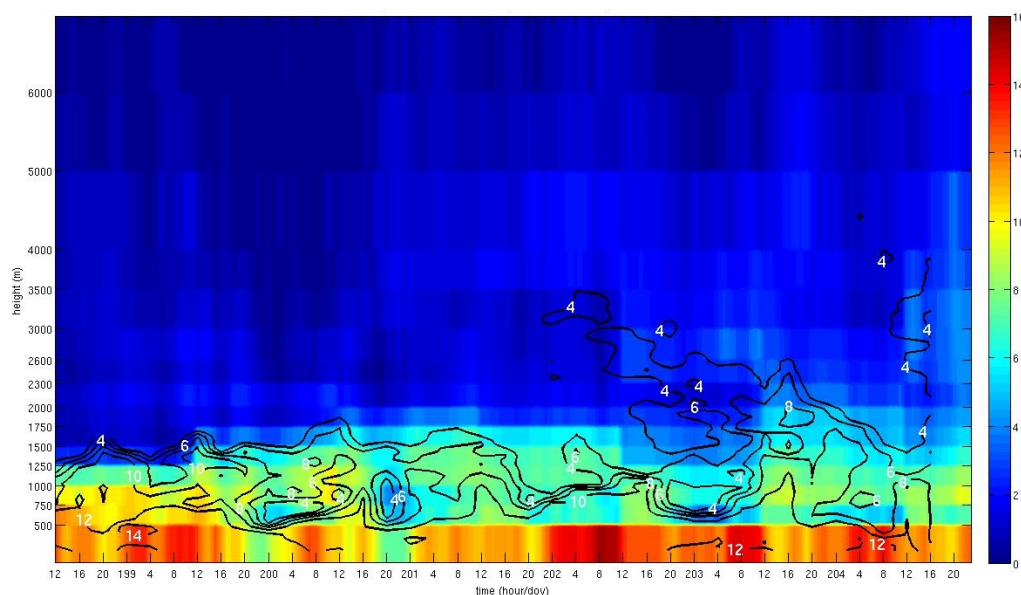


Nenhuma das técnicas consegue reproduzir o detalhe da variação vertical das radiossondas, mas as soluções da tomografia determinadas a partir das sondas conseguem reproduzir melhor as curvas observadas nesses perfis, enquanto as soluções com dados AIRS apenas se aproximam localmente. A série de soluções horárias da tomografia é apresentada para o perfil vertical central ( $x=3, y=3$ ), mostrando a variação vertical ao longo do tempo, sendo sobreposta com os valores de refratividade observados durante a campanha de radiossondagem. Na Figura A.2 e Figura A.3 são apresentadas as séries temporais (*doy*, hora) referentes à tomografia iniciada com AIRS e iniciada com sondas, respectivamente.



**Figura A.2:** Série de soluções tomográficas da campanha atualizadas com dados AIRS (cerca de 12 em 12 horas), sobreposta com a solução de refratividade observada pelas sondas (curvas de nível). Unidades em  $\text{g/m}^3$ .

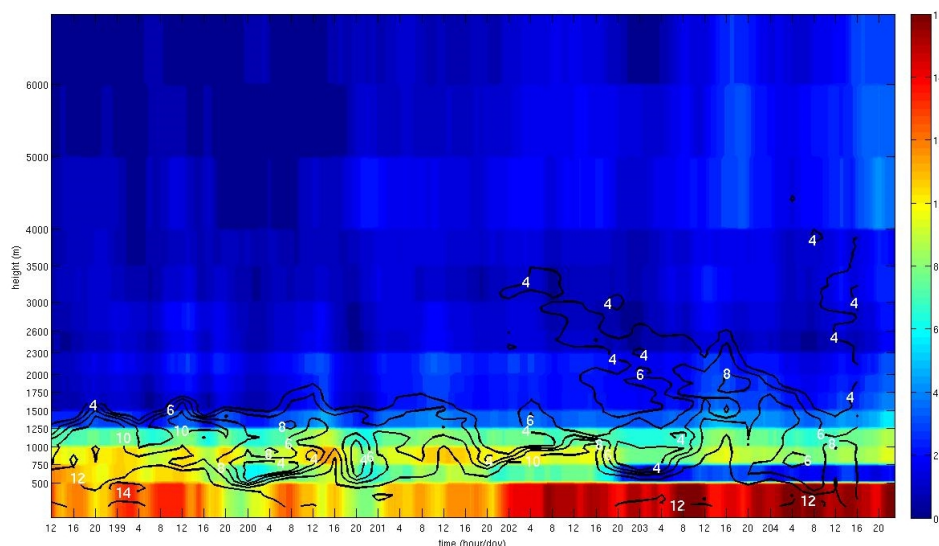
Ambas as soluções tomográficas mostram uma boa concordância de resultados com as curvas de nível das sondas. São observadas algumas características meteorológicas, como a inversão seca no *doy* 200 e a diminuição da humidade no final desse dia, a inversão seca entre o *doy* 202 e 203 e a maior distribuição vertical da humidade na parte final da semana. Contudo a solução tomográfica baseada nas sondas parece reproduzir melhor as respectivas características observadas nas radiossondagens.



**Figura A.3:** Série de soluções tomográficas da campanha atualizadas com dados de radiossondagem (atualizadas às 12 horas), sobreposta com a solução de refratividade observada pelas sondas (curvas de nível). Unidades em  $\text{g/m}^3$ .

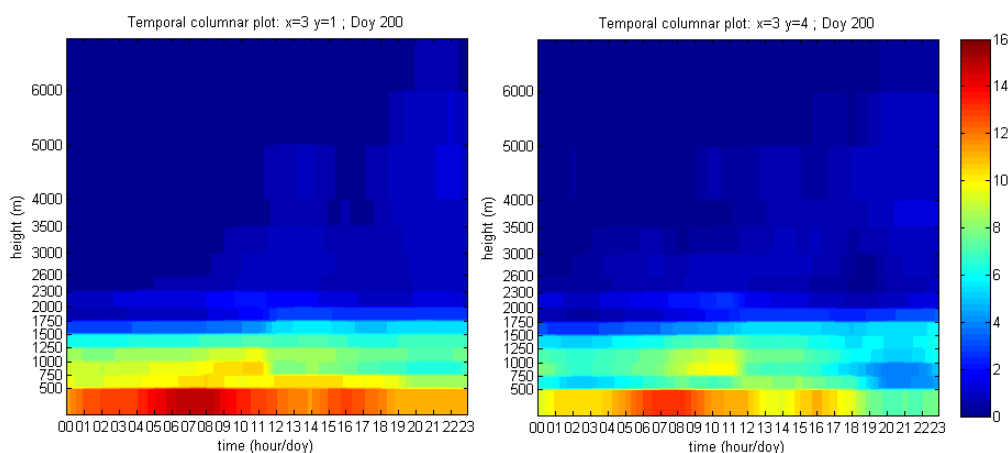


Apesar da continuidade imposta à série de soluções da tomografia, são notáveis alguns artefactos numéricos que estão ligados à periodicidade da atualização das soluções, tanto nos dados AIRS como nos dados de radiossonda, mas com maior intensidade nesta última. Na Figura A.4 é apresentada a série temporal de soluções da tomografia iniciada apenas com a primeira sonda da campanha. É possível observar que a solução da tomografia não mostra uma variação vertical tão pronunciada sem a atualização com dados externos, para além dos resultados acumularem ruído a partir do terceiro dia de soluções consecutivas.



**Figura A.4:** Série de soluções tomográficas da campanha iniciada a partir da primeira sonda (12:00, dia 17 ou *doy* 198, ano 2013), mas sem atualização ao longo da série temporal. Unidades em  $\text{g/m}^3$ .

Um exemplo da variabilidade horizontal observada na solução da tomografia forçada com radiossondas é apresentado na Figura A.5, onde perfis verticais de localizações diferentes são comparados durante o dia 19 de julho (*doy* 200). Um perfil localizado na costa ( $y=3$ ,  $x=1$ ) é comparado com um perfil localizado no interior do estuário do Tejo ( $y=3$ ,  $x=4$ ), onde é visível um comportamento bastante diferente do ciclo diurno do vapor de água, com maior intensidade no primeiro perfil. Contudo é notável em ambos os casos um crescimento da humidade gradual até próximo das 12:00, com diminuição progressiva do vapor verificada ao longo do dia (com uma ligeira atenuante entre as 15:00 e as 17:00). Este comportamento pode estar relacionado com a circulação local da brisa marítima, demonstrando a potencialidade da tomografia GNSS para observar fenómenos meteorológicos locais.



**Figura A.5:** Comparação de perfis verticais da solução da tomografia atualizada com sondas, durante o dia 19 de julho (*doy* 200, ano 2013), à esquerda mostrando uma localização costeira ( $y=3$ ,  $x=1$ ) e à direita mostrando uma localização no interior do estuário do Tejo ( $y=3$ ,  $x=4$ ). Unidades em  $\text{g/m}^3$ .

## Anexo B. Testes de sensibilidade na tomografia

Neste anexo é realizada uma análise de sensibilidade ao sistema tomográfico desenvolvido neste trabalho. Foi escolhida uma solução de referência às 0 horas do dia 23 de julho de 2013 (*doy* 204), com uma configuração de 9 estações GNSS (Figura 3.2), seguindo a resolução espacial e temporal definida na secção 3.3.1. São realizadas alterações na configuração da resolução vertical, horizontal, temporal e das observações SWD, para testar a sensibilidade do programa, comparando visualmente e estatisticamente com a solução de referência definida anteriormente e avaliando a sua qualidade através de dados de radiossonda e GPS, seguindo a metodologia descrita na secção 3.4.

### B.1. Resolução vertical

O primeiro teste consiste na avaliação da reconstrução tomográfica fazendo variar a resolução vertical da grelha. Para tal foram definidas 3 configurações diferentes para comparar com a solução de referência: um espaçamento vertical homogéneo de 1000 m (10 camadas), um espaçamento vertical homogéneo de 500 m (20 camadas) e uma duplicação da configuração heterogénea da solução de referência (18x2 camadas nos níveis intermédios da resolução original).

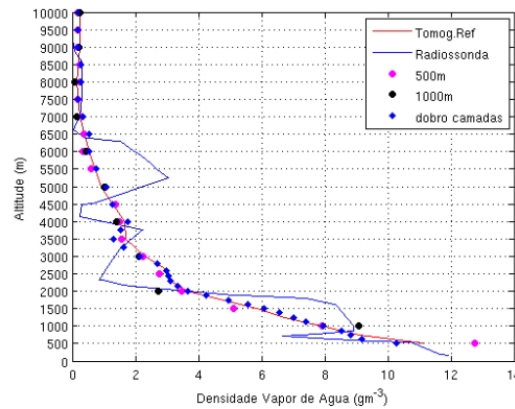
Na Tabela B.1 são apresentados os resultados estatísticos do teste da resolução vertical da grelha, comparando o perfil vertical de vóxeis ( $x=3$ ,  $y=3$ ) da média das diferenças (*bias*) da solução tomográfica com a radiossonda mais próxima (0 horas) e o ZWD médio determinado nas estações da rede GNSS.

**Tabela B.1:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução vertical ( $k$ = número de camadas verticais na grelha 3D).

Resolução vertical	Sol. Ref. ( $k=18$ )	1000 m ( $k=10$ )	500 m ( $k=20$ )	Sol. Ref. x2 ( $k=35$ )
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	-0.204	-0.244	-0.173	-0.205
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	1.50	0.85	1.25	1.38
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	29.65	5.22	5.86

Podemos observar que a média para a radiossonda é apenas melhorada na solução dos 500 m, mas o *rms* é melhorado em todas as experiências. Apesar da solução dos 1000 m ter o *rms* mais baixo, esta tem uma resolução mais grosseira do volume da troposfera. A comparação de ZWD mostra que a solução dos 1000 m subestima fortemente o conteúdo de vapor de água. Na Figura B.6 podemos observar uma comparação visual de todas as soluções da experiência, estando todas relativamente próximas da solução de referência.

A solução dos 500 m afasta-se mais da sonda nos níveis mais baixos, enquanto a solução dos 1000 m se parece aproximar melhor. A solução da duplicação das camadas verticais é quase sempre muito próxima da solução de referência, mas aumenta a complexidade na resolução do sistema de equações e o número de vóxeis vazios, introduzindo mais valores estimados por constrangimentos.



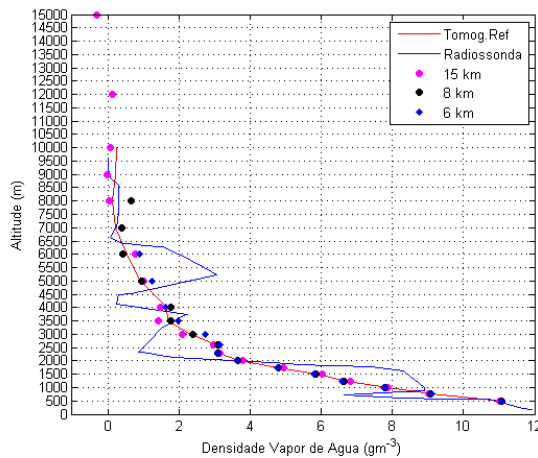
**Figura B.6:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução vertical.

O segundo teste realizado na resolução vertical consiste em manter a configuração do espaçamento vertical de referência mas fazendo variar o nível de topo da grelha tomográfica. Para tal foram definidas 3 novas altitudes limite para o topo da grelha vertical: aos 15 km (20 camadas), aos 8 km (16 camadas) e aos 6 km (14 camadas). Na Tabela B.2 são apresentados os resultados estatísticos do teste do limite superior da grelha vertical, de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

**Tabela B.2:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para o limite superior vertical da grelha ( $k$ = número de camadas verticais na grelha 3D).

Limite superior vertical	Sol. Ref. ( $k=18$ )	15 km ( $k=20$ )	8 km ( $k=16$ )	6 km ( $k=14$ )
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	-0.204	-0.400	-0.217	-0.206
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	1.50	2.78	1.61	1.71
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	3.94	6.43	8.60

Podemos observar que a média para a radiossonda é pior que a solução de referência em todas as configurações de limite vertical, sendo bastante pior para os 15 km. O *rms* neste caso também é o pior, sendo o valor mais pequeno obtido para a configuração de referência, com valores próximos nas restantes altitudes limite. Contudo a diferença para o ZWD é mais pequena para o caso dos 15 km, sendo a maior registada para o limite de altitude mais baixo aos 6 km, o que pode indicar subestimação de vapor de água. Na Figura B.7 podemos observar a comparação visual da variação do limite da grelha vertical para todas as soluções.



**Figura B.7:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos das soluções fazendo variar a altitude limite no topo da grelha vertical.

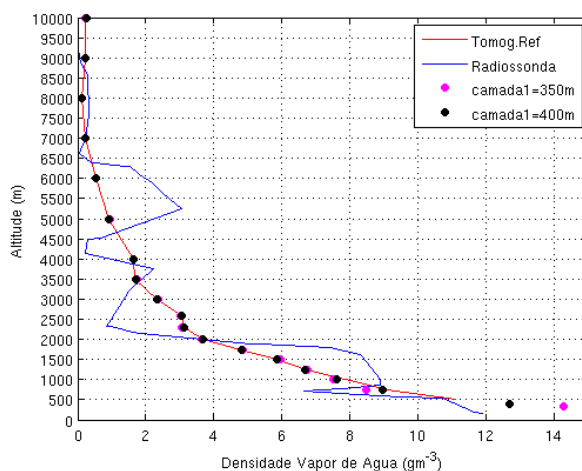
É possível observar que as soluções são bastante próximas nos níveis mais baixos da grelha, e começam a dispersar-se a partir dos 3 km de altitude, com a solução limitada aos 6 km a aproximar-se mais dos valores da sonda. As soluções dos 8 e 15 km parecem desviar-se do valor zero nas correspondentes altitudes limite de topo.

O teste final realizado na resolução vertical consiste em alterar o nível de altitude definido para a primeira camada da grelha vertical. Para tal foram definidos dois limites para esta altitude: aos 400 m e aos 350 m, sem variar o número total de camadas verticais (18 camadas). Na Tabela B.3 são apresentados os resultados estatísticos deste teste, de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

**Tabela B.3:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a altitude limite da primeira camada da grelha 3D.

Limite superior primeira camada vertical	Sol. Ref. (500 m)	400 m	350 m
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	-0.204	-0.152	-0.091
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	1.50	1.54	1.62
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	0.68	-2.47

Os resultados da Tabela B.3 indicam que a média para a radiossonda diminui gradualmente com a diminuição da altitude da primeira camada, mas é verificado que o *rms* aumenta também gradualmente. Os valores da média do ZWD parecem mais próximos do GPS na definição dos 400 m para a primeira camada. Na Figura B.8 podemos observar a comparação visual das soluções com a variação da definição da altitude para a primeira camada vertical.



**Figura B.8:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos das soluções fazendo variar a altitude limite da primeira camada da grelha vertical.

A comparação visual dos perfis com a radiossonda mostra que existe um grande desfasamento na primeira camada das soluções testadas, estando a solução de referência bastante mais próxima do perfil de refratividade da sonda. As soluções aproximam-se rapidamente entre si com o incremento de altitude das camadas verticais.

## B.2. Resolução horizontal

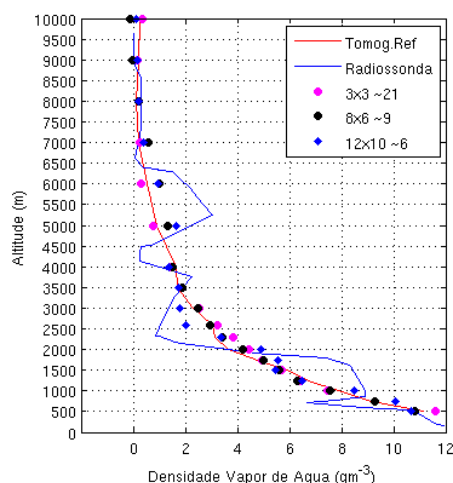
Outro teste importante para avaliar a solução da tomografia consiste na definição da resolução horizontal dos vóxeis, que foi discutida na secção 3.3.1. Nesta secção são testadas 3 variações da resolução horizontal da grelha da solução de referência (5x6 vóxeis), sem mudar os limites geográficos da

área de estudo da tomografia: uma configuração mais fina com 12x10 vóxeis, uma também fina com 8x6 e outra mais esparsa com 3x3 vóxeis). Na Tabela B.4 são apresentados os resultados estatísticos do teste da variação da resolução horizontal de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

**Tabela B.4:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução horizontal ( $k$ = número de vóxeis total na grelha 3D).

Resolução horizontal	Sol. Ref. ( $k=540$ )	12x10 ( $k=2160$ )	8x6 ( $k=864$ )	3x3 ( $k=162$ )
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	-0.204	-0.088	-0.168	-0.114
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) ( $\text{g/m}^3$ )	1.50	1.48	1.55	1.67
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	9.20	6.68	5.03

A média das diferenças para a radiossonda diminui significativamente em todas as configurações testadas, mas o *rms* aumenta para a configuração 8x6 e ainda mais para a 3x3. O ZWD é menos coerente nas resoluções mais finas e mais concordante na solução 3x3, mas estes valores estão suavizados devido à maior área representada por cada vóxel. Na Figura B.9 podemos observar a comparação visual de todas as soluções da experiência de configuração da resolução horizontal da grelha tomográfica.



**Figura B.9:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução horizontal.

Observando a figura anterior é de notar que tanto a solução de 8x6 como a solução de 12x10 parecem aproximar-se mais do comportamento global da sonda ao longo da sua variação vertical, ao contrário da solução de 3x3, que parece afastar-se. Contudo deve-se ter em consideração que o número de vóxeis varia bastante em cada uma das configurações apresentadas, e por isso é expectável haver um maior número de vóxeis vazios nas resoluções horizontais que geram um maior número de vóxeis.

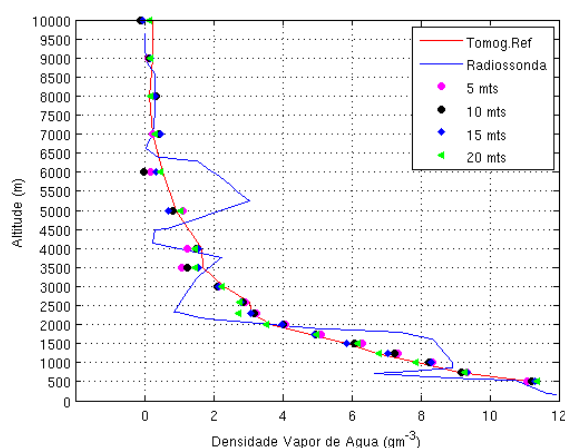
### B.3. Resolução temporal

A resolução temporal da solução tomográfica é também importante porque define o número de observações que interseam a grelha tomográfica. Nesta secção são testadas 4 variações ao intervalo definido na solução de referência (30 minutos), mantendo a frequência de observações GPS a 30 segundos: com um intervalo crescente entre 5, 10, 15 e 20 minutos. Na Tabela B.5 são apresentados os resultados estatísticos do teste da variação da resolução temporal de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

**Tabela B.5:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a resolução temporal (k= número de observações por solução).

Resolução temporal	Sol. Ref. (k=5459)	5 min (k=1011)	10 min (k=1881)	15 min (k=2743)	20 min (k=3659)
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	-0.204	-0.159	-0.191	-0.173	-0.220
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	1.50	1.40	1.45	1.48	1.40
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	6.38	6.68	5.68	6.07

É notável que a média das diferenças para a radiossonda diminui em todas as configurações exceto na solução de 20 minutos. Quanto ao *rms* é verificada uma diminuição em todas as configurações temporais. Por outro lado na comparação do ZWD é notável um incremento em todas as soluções temporais de menor duração. Na Figura B.10 podemos observar uma comparação visual de todas as soluções da experiência de configuração testada na variação da resolução temporal da tomografia.

**Figura B.10:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da resolução temporal.

Apesar do menor número de observações em cada solução da experiência temporal, não existe grande dispersão em relação ao perfil da resolução de referência, sendo notável um maior afastamento do perfil da sonda nas altitudes entre os 3500 e 6000 m. É notável que mesmo com uma solução temporal de apenas 5 minutos é possível reconstruir uma solução fiável da tomografia, tendo em conta que o número de observações é cerca de 5 vezes menor do que o registado na solução de meia hora.

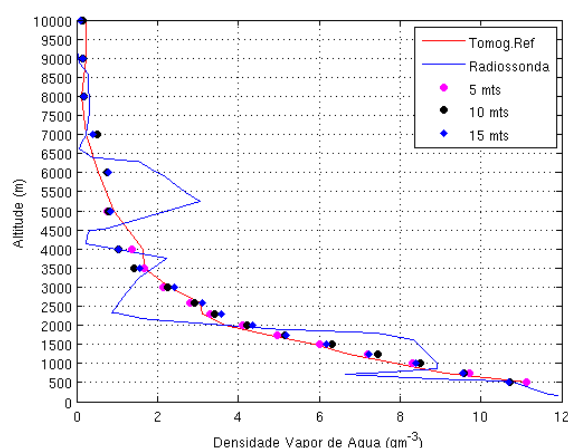
Outra característica temporal avaliada na solução da tomografia é a variação da frequência de observações durante o intervalo temporal de meia hora. São testadas 3 variantes para além da frequência de 30 segundos da solução de referência: observações a cada 5, 10 e 15 minutos. Na Tabela B.6 são apresentados os resultados estatísticos do teste da variação da frequência temporal de observações de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

**Tabela B.6:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações para a frequência temporal de observações (k= número de observações por solução).

Frequência temporal de observações	Sol. Ref. (k=5459)	5 min (k=629)	10 min (k=364)	15 min (k=275)
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	-0.204	-0.097	-0.075	-0.065
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	1.50	1.46	1.41	1.46
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	3.85	4.20	3.90

Nesta comparação é visível uma diminuição de todos os índices estatísticos das soluções de menor frequência temporal quando comparada com a solução de referência. Esta característica ainda é mais notável que a anterior, devido à diminuição ainda maior do número de observações.

Mesmo com apenas 275 SWD é possível obter uma solução não muito distante da obtida numa frequência de 30 segundos, como é apresentado na Figura B.11. Nesta figura podemos observar uma comparação visual de todas as soluções da experiência da variação da frequência temporal de observações, durante o período de 30 minutos da solução tomográfica. As soluções de menor frequência parecem até ajustar-se melhor à variação vertical do perfil de radiossonda, apesar destas magnitudes serem muito ligeiras.



**Figura B.11:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da frequência temporal das observações.

## B.4. Inclusão de gradientes e resíduos

O último teste de sensibilidade aplicado a este exemplo de configuração de tomografia consiste na comparação das soluções dos perfis centrais da grelha, introduzindo alterações nas observações SWD. Estas alterações são introduzidas através de 3 reconfigurações das observações de entrada: inclusão de gradientes horizontais, inclusão de gradientes horizontais mais resíduos pós ajustamento, inclusão somente de resíduos pós ajustamento. A metodologia de inclusão desta informação nas observações SWD é detalhada na secção 2.5.3. Neste caso experimental o gradiente total é assumido como equivalente ao gradiente húmido. Na Tabela B.7 são apresentados os resultados estatísticos do teste de inclusão de gradientes e resíduos nas observações SWD de forma idêntica ao apresentado na descrição da Tabela B.1.

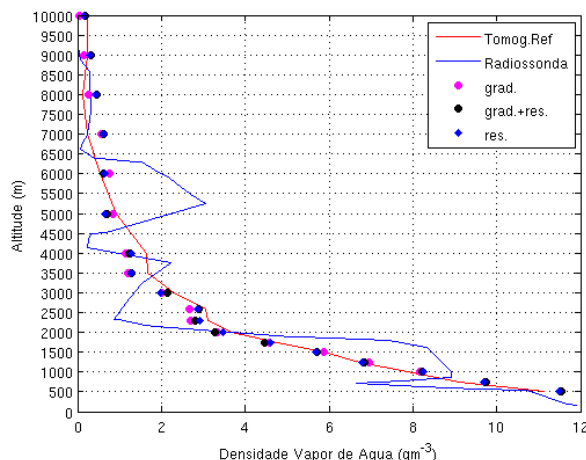
**Tabela B.7:** Comparação estatística da solução de referência com várias configurações definidas para as observações SWD.

Introdução de gradientes e resíduos	Sol. Ref. (SWD)	SWD c/ grad.	SWD c/ grad+res.	SWD c/ res.
<i>Bias</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	-0.204	-0.248	-0.215	-0.215
<i>rms</i> (Tomog – Sonda) (g/m <sup>3</sup> )	1.50	1.48	1.56	1.55
ZWD (Tomog – GPS) (mm)	5.51	5.75	6.09	5.86

A média das diferenças para os perfis de radiossondas mostra um ligeiro aumento quando são adicionados gradientes ou resíduos. Quanto ao *rms*, é observada uma diminuição quando se incluem gradientes, mas um aumento em relação à solução de referência quando se incluem os resíduos. As diferenças observadas quando se compara o ZWD visto pelo GPS são muito pequenas, sendo porém maiores na solução tomográfica quando se incluem os gradientes com os resíduos. Na Figura B.12



podemos observar uma comparação visual de todas as soluções da experiência de configuração testada com a inclusão de gradientes e resíduos na tomografia.



**Figura B.12:** Comparação visual entre o perfil da radiossonda e os perfis tomográficos da variação da configuração das observações SWD.

A inclusão de gradientes e/ou resíduos cria um desvio da solução de referência na camada menos elevada da tomografia. Alguns desvios são verificados de forma mais intensa a partir dos 2500 m, ora aproximando ou afastando-se da sonda, à medida que a altitude das camadas do modelo cresce.

## B.5. Inicialização da tomografia

Nesta secção é testada uma das componentes determinantes na realização da tomografia, que é a definição de uma solução inicial para os vóxeis da grelha tomográfica. Foram escolhidos os dados GPS das 12 horas do dia 18 de maio de 2012 (*doy* 139), com a configuração de 9 estações GNSS (Figura 3.2), seguindo a resolução espacial e temporal definida na secção 3.3.1. São utilizadas várias soluções iniciais para formar a matriz  $N_0$  e resolver a equação 2.18, comparando estatisticamente e visualmente cada solução tomográfica resultante com um perfil de radiossonda e uma simulação numérica WRF (detalhes na secção 3.4), obtidas à mesma hora dos dados de entrada.

As várias hipóteses de solução inicial para a tomografia testadas nesta experiência são: perfil atmosférico padrão com base na equação 3.3, perfil de radiossondagem (12:00), solução de modelo numérico WRF (12:00), solução de modelo numérico ERA-Interim (12:00), solução de produto meteorológico AIRS (3:00), ZWD obtido da rede de estações GPS e extrapolado na vertical com base na equação 3.3 e finalmente solução da tomografia resolvida na meia hora anterior com dados iniciais de atmosfera padrão. Todos os dados de refratividade húmida são determinados a partir das medições meteorológicas de cada técnica e são posteriormente interpolados para a grelha da tomografia com base na metodologia apresentada anteriormente na secção 3.4. Um perfil longitudinal oeste-este de cada solução inicial é apresentado na Figura B.13.



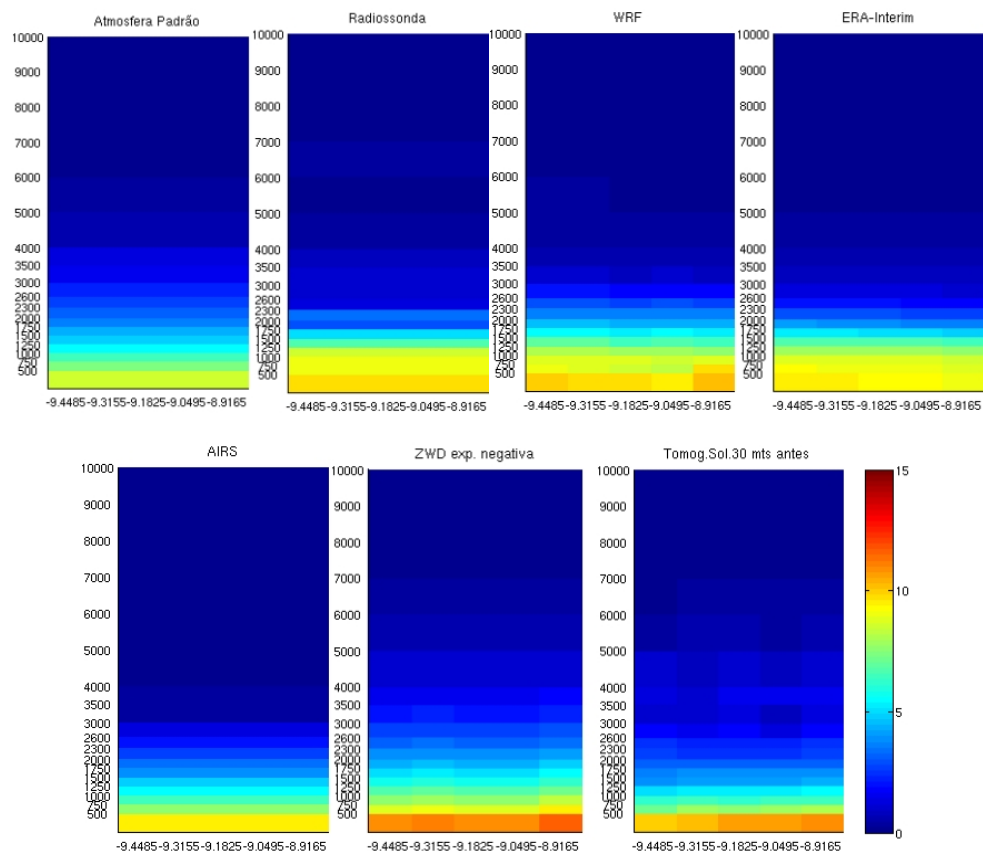


Figura B.13: Perfil longitudinal (y=3) das diferentes soluções iniciais utilizadas para testar a tomografia GNSS.

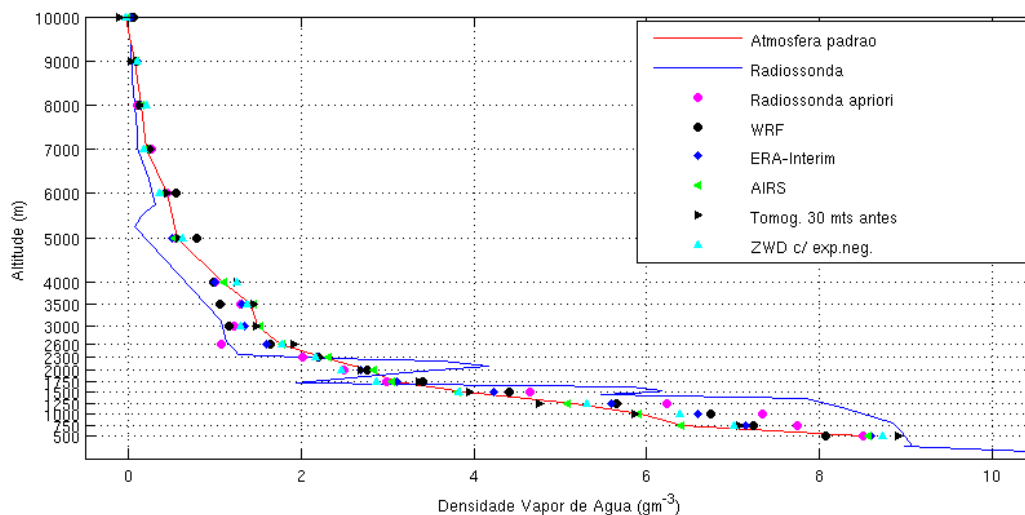
Na Tabela B.8 é apresentada a comparação entre os perfis verticais (x=3, y=3) das soluções tomográficas obtidas com as diferentes soluções iniciais e o perfil de radiossondagem. O ZWD médio determinado nas estações da rede GNSS é também comparado com o resultado da tomografia. A média de todas as camadas é apresentada para os índices estatísticos do erro médio quadrático (*rms*), média das diferenças (*bias*), o respetivo desvio padrão (*std*), coeficiente de correlação (*coef. cor.*) e a diferença de ZWD.

Tabela B.8: Comparação estatística entre soluções da tomografia obtidas com solução *a priori* distinta e os dados de radiossondagem e GPS.

Solução inicial para tomografia ( $N_0$ )	<i>rms</i> (g/m <sup>3</sup> ) (Tomog-Sonda)	<i>bias</i> (g/m <sup>3</sup> ) (Tomog-Sonda)	<i>std.</i> (g/m <sup>3</sup> ) (Tomog-Sonda)	<i>coef. cor.</i> (g/m <sup>3</sup> ) (Tomog-Sonda)	ZWD (mm) (Tomog – GPS)
Atmosfera padrão	1.273	-0.413	1.239	0.964	4.22
Radiossonda	0.773	-0.254	0.752	0.988	2.74
WRF	1.021	-0.306	1.003	0.981	2.88
ERA-Interim	1.023	-0.330	1.003	0.977	3.53
Imagem AIRS	1.294	-0.416	1.260	0.961	4.44
ZWD GPS c/ exp. negativa	1.152	-0.376	1.120	0.968	3.86
Sol. Tomog. 30 min antes	1.293	-0.357	1.278	0.950	2.97

A solução iniciada com dados de radiossonda é a que apresenta os resultados mais favoráveis em todos os índices estatísticos, o que é expectável porque se está a validar estatisticamente com este perfil vertical. As soluções seguintes com um menor *rms* e *bias* são as dos modelos numéricos, com vantagem para o WRF em todos os aspetos menos no desvio padrão da diferença das médias. A solução iniciada

com valores ZWD da rede GPS apresenta resultados intermédios, com resultados melhores que os do perfil de atmosfera padrão. A solução com ZWD é também estatisticamente próxima da solução que é iniciada 30 minutos antes com dados tomográficos, com alguns índices ligeiramente melhores (*rms* e coeficiente de correlação) e outros ligeiramente piores (*bias* e diferença de ZWD). A solução iniciada com dados AIRS é a que se revela mais distante da sonda, o que possivelmente está relacionado com o facto da hora de aquisição entre a imagem e a radiossonda serem afastadas cerca de 9 horas. Na Figura B.14 é observável uma comparação visual dos perfis centrais de todas as soluções da tomografia iniciadas de técnicas diferentes.



**Figura B.14:** Comparação visual do perfil vertical da sonda com as diferentes soluções da tomografia iniciadas com dados de refratividade húmida de diversas fontes.

Confirma-se visualmente que a solução da tomografia mais próxima da radiossonda é a iniciada com esses mesmos dados. Outras soluções que mostram uma boa aproximação ao perfil da sonda são o WRF e o ERA-Interim, particularmente nas camadas inferiores até aos 1500 m e entre os 2600 e os 3500 m. Nenhuma das soluções da tomografia consegue resolver os picos de refratividade da sonda observados entre os 1750 e os 2000 m, tal como a ligeira inversão observada entre os 5 e 6 km de altitude. A partir desta altitude as soluções da tomografia mostram uma dispersão bastante pequena entre si. Curiosamente as soluções que mais se aproximam da refratividade obtida pela sonda nos primeiros 500 m são a solução iniciada com valores tomográficos 30 minutos antes e a solução com o ZWD, mantendo-se a primeira muito próxima da solução da tomografia iniciada com a atmosfera padrão nas outras altitudes do perfil, mas a segunda mostra uma tendência de aproximação ao perfil da sonda em alguns troços do perfil vertical.

Na Tabela B.9 é apresentado um resultado semelhante ao anterior mas com a particularidade de se seccionar a análise estatística por 3 níveis da resolução vertical da grelha tomográfica. São apresentadas apenas as diferenças do perfil de radiossonda para a solução iniciada com sonda e com WRF.

**Tabela B.9:** Comparação estatística seccionada por altitudes, entre o perfil vertical da sonda e as soluções da tomografia iniciadas com dados *a priori* da sonda (fora dos parêntesis) e do modelo WRF (entre parêntesis).

Diferença para radiossonda (g/m <sup>3</sup> )	<i>bias</i> (Média das diferenças)	<i>std.</i> (Desvio padrão)	<i>rms</i> (Erro médio quadrático)	<i>relative bias</i> (Erro relativo)	Coeficiente de correlação
Todo o perfil	-0.25 (-0.31)	0.75 (1.00)	0.77 (1.02)	0.45 (0.61)	0.99 (0.98)
[500,1750] m	-0.86 (-1.18)	1.17 (1.63)	1.23 (1.69)	-0.06 (-0.07)	0.95 (0.91)
[2000,3500] m	-0.12 (0.03)	0.58 (0.62)	0.51 (0.44)	0.04 (0.11)	0.94 (0.94)
[4000,10000] m	0.16 (0.21)	0.49 (0.61)	0.24 (0.31)	1.18 (1.56)	0.88 (0.76)

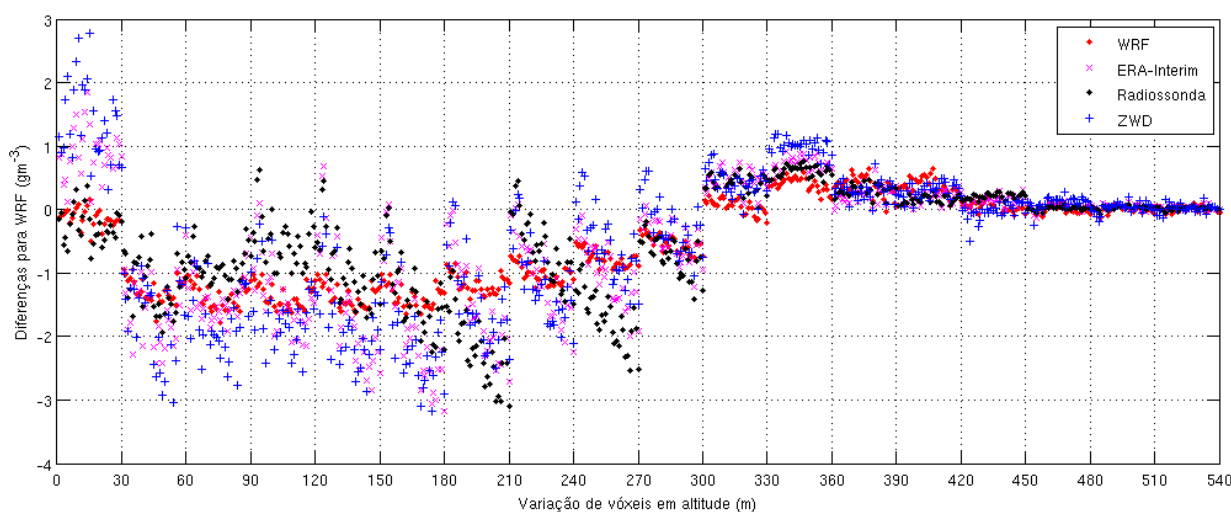
A secção vertical com a maior média de diferenças e *rms* é a situada entre os 500 e 1750 m, com um grande agravamento em relação aos valores registados em todo o perfil. Nos restantes 2/3 do perfil vertical estes valores estatísticos decrescem bastante relativamente ao registado em todo o perfil, mas o coeficiente de correlação também regista um agravamento, decrescendo embora de forma ligeira. O coeficiente de correlação é menor nas camadas dos 4 aos 10 km. A determinação do erro relativo da média das diferenças, obtido através da divisão pela refratividade húmida da sonda a cada camada vertical, revela-se bastante mais intenso no último terço da resolução vertical, o que poderá indicar uma menor precisão obtida nestes valores de refratividade, apesar de normalmente serem bastante residuais.

A comparação realizada entre as soluções da tomografia e o perfil de radiossonda apenas pode ser avaliada no perfil vertical onde a coluna de vóxeis da grelha tomográfica coincide com a localização da estação de radiossondagens. A solução inicial do WRF (12:00) é representativa do estado 3D do vapor de água no interior da grelha tomográfica e por este motivo foi também utilizada para avaliar estatisticamente a solução dos vóxeis da tomografia em todo o seu domínio espacial. Para esta comparação são escolhidas as soluções da tomografia obtidas a partir dos dados iniciais de radiossonda, WRF, ERA-Interim e ZWD. Os resultados estatísticos globais de todas as diferenças vóxel a vóxel são apresentados na Tabela B.10.

**Tabela B.10:** Comparação estatística global de todos os vóxeis entre as soluções tomográficas e a solução WRF.

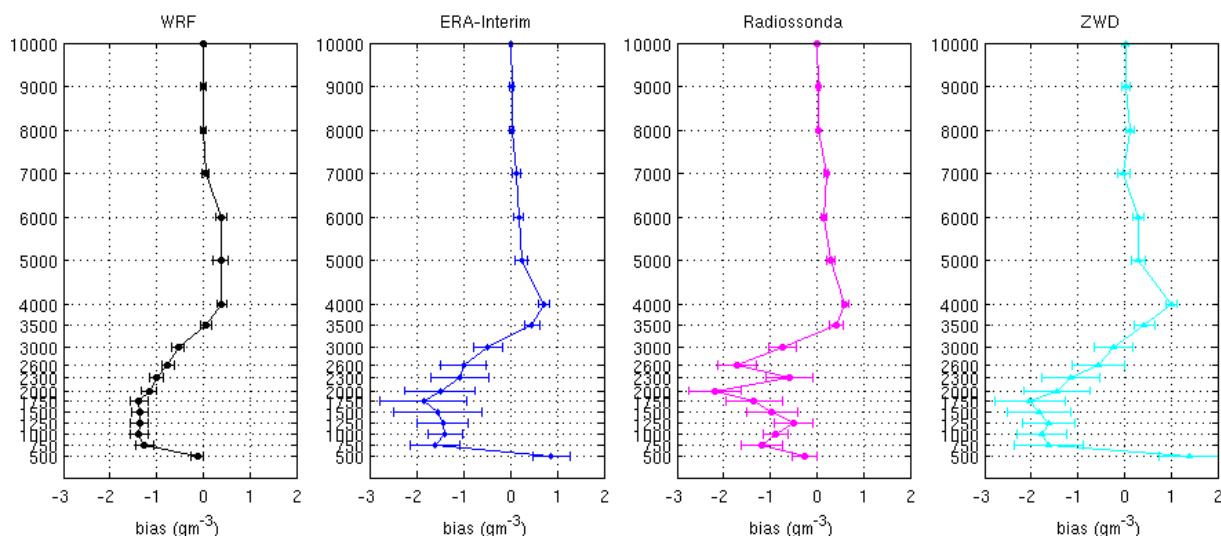
<i>Solução inicial para tomografia (<math>N_0</math>)</i>	<i>Rms (g/m<sup>3</sup>) (Tomog-WRF)</i>	<i>Bias (g/m<sup>3</sup>) (Tomog-WRF)</i>	<i>Std. (g/m<sup>3</sup>) (Tomog-WRF)</i>
Radiossonda	0.956	-0.477	0.830
WRF	0.855	-0.503	0.692
ERA-Interim	1.114	-0.507	0.992
ZWD GPS c/ exp. negativa	1.237	-0.485	1.124

Os resultados globais indicam um *rms* mais baixo para a solução iniciada com WRF, mas uma média das diferenças mais pequena para a solução iniciada com a sonda. A solução com ZWD tem o *rms* mais alto, uma média das diferenças baixa mas registando o maior desvio padrão. A solução WRF tem o menor desvio padrão entre as soluções. A média das diferenças no ERA-Interim é semelhante à da solução WRF, mas o seu *rms* global é ligeiramente maior. Na Figura B.15 é apresentada a média das diferenças vóxel a vóxel para o modelo WRF, para as todas as soluções anteriores da tomografia em simultâneo.



**Figura B.15:** Comparação das diferenças das soluções da tomografia para a solução de referência WRF, ao longo de todos os vóxeis da grelha tomográfica. Cada divisão no eixo dos xx representa uma camada vertical, aumentando de altitude da esquerda para a direita.

As diferenças da tomografia para o WRF mostram uma dispersão elevada entre os vóxeis em cada camada vertical, que têm uma tendência para estabilização em torno de zero com o aumento da altitude, mais notável a partir dos 3500 m. Esta característica indica mais uma vez diferentes níveis de resolução da tomografia em função da localização horizontal de cada vóxel da grelha. A solução iniciada com os dados WRF revela muito menos dispersão que as restantes, confirmando os dados estatísticos globais indicados pela Tabela B.10. A solução da radiossonda mostra também em geral diferenças mais pequenas, com maior dispersão observada em algumas camadas intermédias. A solução do ZWD demonstra em geral uma maior dispersão nas diferenças para o WRF, mas que acabam por se minimizar com o aumento da altitude. Na Figura B.16 é apresentado o *bias* e desvio padrão de cada solução tomográfica, mas representando os resultados médios determinados entre os vóxeis de cada camada vertical.

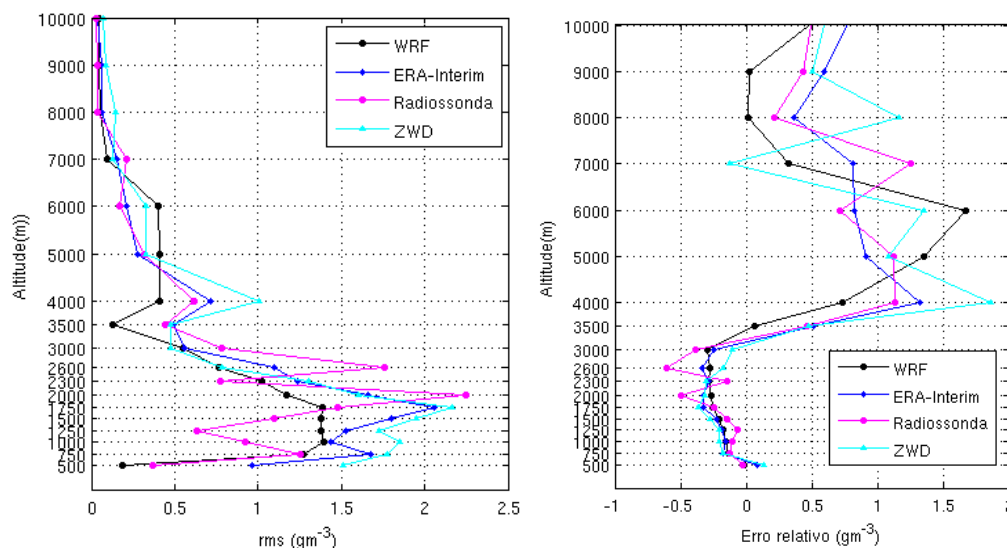


**Figura B.16:** Comparação dos dados de referência WRF com as várias soluções tomográficas iniciadas de forma distinta, apresentando o *bias* e desvio padrão (barras de erro) calculados com os vóxeis ao longo da variação vertical da grelha.

A média dos índices estatísticos por camada vertical mostra de forma mais evidente as características discutidas na Figura B.15, onde a solução da tomografia iniciada com dados WRF apresenta barras de erro de desvio padrão bastante inferiores às das restantes soluções. É curioso observar que a curva da média das diferenças da solução da tomografia iniciada com dados ERA-Interim mostra resultados de precisão semelhante ao obtido com a inicialização da tomografia com dados ZWD do GPS.

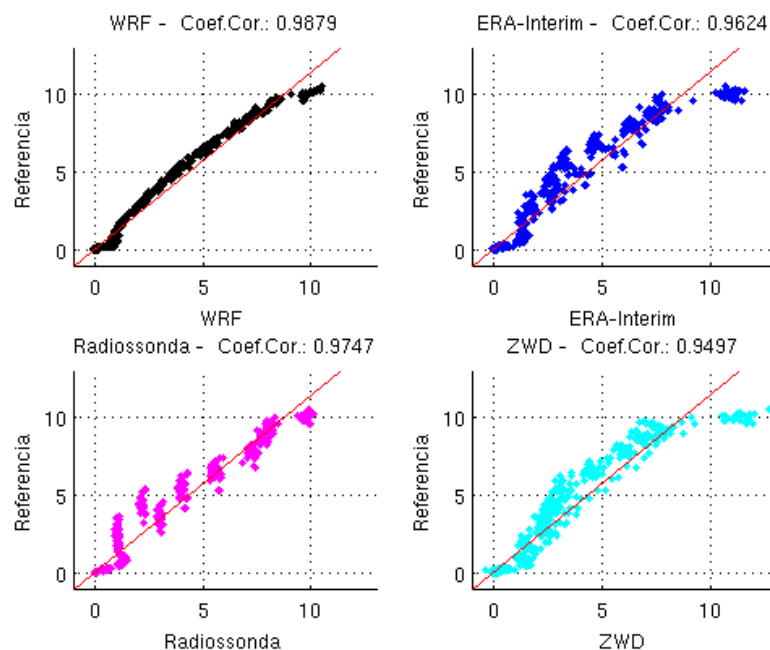
Na Figura B.17 são apresentados os índices estatísticos erro médio quadrático (*rms*) e erro relativo, ambos determinados em valores médios por cada camada vertical da solução tomográfica. Observando o resultado do *rms*, são obtidos na maioria das altitudes valores mais baixos para a solução com dados WRF, mas com o resultado da sonda próxima e até mesmo estatisticamente melhor em alguns troços do domínio vertical (750 a 1500 m ou 5000 a 6000 m). Noutros troços a sonda parece oscilar rapidamente entre o pior e o melhor, como é registado aos 2000 e 2600 m de altitude. A tomografia apresenta em geral um maior *rms* nas camadas menos elevadas, a seguir à primeira e até sensivelmente aos 2000 m.

Analisando o gráfico correspondente ao erro relativo é de notar uma maior aproximação entre os resultados de todas as soluções da tomografia até aos 3000 m de altitude. A partir deste nível o erro dispara fortemente para valores máximos entre aos 4000 m (no ZWD) e 6000 m (no WRF), mostrando uma tendência para decréscimo até aos 10 km mas apresentando sempre instabilidade na variação da altitude. Este facto pode dever-se à perda gradual da precisão na solução da tomografia para os vóxeis a partir de um certo patamar de altitude troposférica.



**Figura B.17:** Comparação dos dados de referência WRF com as várias soluções tomográficas iniciadas de forma distinta, apresentando o *rms* (esquerda) e o erro relativo (direita) calculados com os vóxeis em camada vertical.

Na Figura B.18 é apresentada a correlação para todos os vóxeis da grelha tomográfica, entre cada uma das soluções da tomografia iniciadas com dados *a priori* distintos e a solução de referência dos dados WRF. Todas as soluções analisadas apresentam uma correlação elevada. A solução com a correlação mais elevada é a iniciada com o WRF, com o gráfico correspondente mostrando valores contínuos e com pouca dispersão. A solução da sonda apresenta o segundo melhor resultado, mas são observados alguns aglomerados de valores dispersos ao longo da reta linear, o que pode indiciar alguma oscilação na solução da sonda ou então apenas a inconsistência entre a natureza da variabilidade da medição do perfil vertical e a suavização dos valores meteorológicos obtidos pelo WRF. A observação de apenas um perfil vertical na sonda não será suficiente para modelar com precisão as colunas de vóxeis mais afastadas da localização da sonda. As soluções iniciadas com o ERA-Interim e com o ZWD parecem apresentar um misto de comportamento entre a linearidade da solução do WRF e os aglomerados da solução da sonda, registando-se uma correlação ligeiramente mais elevada para a solução do ERA-Interim.



**Figura B.18:** Comparação voxel a voxel entre a solução de referência WRF e cada uma das soluções tomográficas iniciadas com dados distintos, juntamente com o respetivo coeficiente de correlação global e reta de regressão linear.

